

GÉOLOGIE APPLIQUÉE
GÉOLOGIE GÉNÉRALE
TABLES

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME II

N° 7 et dernier

P. 821-981 ; Pl. XXII.

Périodique bimestriel publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6^e

1960

OCTOBRE 1961

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivaut à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 %, les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisation 1961 : 35 NF (3 500 fr). Étranger : 40 NF (4 000 fr).

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

Rôle de la géologie appliquée aux grands travaux de Génie civil

par Gilbert CASTANY*.

La géologie joue un rôle important et sans cesse croissant dans les travaux d'équipement d'un pays. Peut-être est-il utile de préciser le cadre et le but des applications des Sciences de la Terre dans ce domaine.

CADRE D'INTERVENTION. — La géologie intervient à tous les stades de la préparation et de l'exécution des grands travaux de Génie civil : étude préliminaire, avant-projets, travaux préliminaires, projet définitif et exécution. Nous montrerons en outre qu'elle devrait également participer à la surveillance géotechnique des grands ouvrages.

Étude générale et étude géologique préliminaire. — L'exécution d'un programme de travaux exige une *reconnaissance géologique préliminaire* dont le but est d'orienter le maître de l'œuvre dans l'élaboration de l'avant-projet. Cette première phase repose d'abord sur l'établissement et la mise en œuvre d'une documentation à partir de diverses sources d'information. Elle est suivie d'une prospection sur le terrain ; la *reconnaissance géologique préliminaire* qui permet de compléter les résultats de la documentation et d'établir un rapport géologique préliminaire. Celui-ci expose les arguments qui orienteront le maître de l'œuvre vers une ou plusieurs solutions et lui serviront de base pour l'élaboration d'un premier avant-projet.

Avant-projets et étude géologique détaillée. — Le premier avant-projet est établi après le choix d'une ou de plusieurs solutions préconisées par les études générales. Pour un aménagement hydro-électrique par exemple, l'emplacement de la cuvette et du site du barrage seront décidés ; les ouvrages annexes, usine, conduites, galeries seront implantés. Le géologue entreprend alors une étude géologique détaillée comportant une prospection détaillée sur le terrain avec fond topographique à grande échelle (1/100° ou 1/1 000° par exemple), des travaux et essais en laboratoires. Les résultats permettent la rédaction d'un *rapport géologique détaillé*.

— *Prospection détaillée du terrain.* Des plans, dont l'échelle est adaptée à la nature du projet, permettent de dresser une carte géologique détaillée. Des travaux légers sont exécutés : trous à la tarière, puits à mains, tranchées, grattages, etc. Des échantillons sont prélevés et destinés aux travaux de laboratoire.

— *Travaux de laboratoire.* Les échantillons recueillis sont remis au laboratoire où l'on procède, suivant les cas, à des études de paléontologie, de micropaléontologie, de sédimentologie, de mécanique des roches, de caractéristiques hydrogéologiques (porosité, perméabilité, etc.).

— *Rapport géologique détaillé.* Un rapport géologique détaillé expose la synthèse de la prospection du terrain et des études de laboratoires. Il fixe un *programme de travaux* préliminaires : prospection géophysique, campagne de forages, essais, etc. Il permet au maître de l'œuvre de *retenir une solution* au problème posé : emplacement et type de barrage (barrage-voûte, barrage-poids).

Travaux préliminaires. — La prospection du terrain entraîne fréquemment un programme de travaux *préliminaires*. Ces travaux peuvent comprendre :

- une prospection géophysique ;
- des forages de reconnaissance ;
- des essais divers.

Tous ces travaux, prévus par le géologue, doivent être suivis par lui. Il guidera et conseillera les spécialistes, étant donné en définitive que les résultats de ces prospections serviront de base à un *rapport géologique détaillé complémentaire*, précisant les problèmes que la reconnaissance de surface n'a pu résoudre et permettant au maître de l'œuvre de prendre une décision appuyée sur des arguments justifiés. Il arrivera souvent que ces travaux préliminaires apporteront des modifications dans le premier avant-

* Ingénieur-géologue en Chef au B. R. G. M. Note présentée à la séance du 28 novembre 1960.

projet. Il n'est pas rare d'établir ainsi plusieurs avant-projets successifs au cours de cette phase de mise au point des problèmes techniques.

Les travaux préliminaires et leur interprétation aboutissent au *projet définitif*. Le géologue intervient constamment dans cette élaboration. Il ne faut pas perdre de vue que le but essentiel des études géologiques est d'éviter les difficultés techniques d'exécution du projet, sinon les accidents ultérieurs.

Projet définitif et exécution. — Les décisions étant arrêtées et les travaux entrepris, on pourrait prétendre que le rôle du géologue se termine à l'établissement du projet définitif. Ce point de vue serait une erreur, laquelle d'ailleurs est trop fréquemment commise. Le géologue doit suivre l'exécution des travaux et assurer leur *surveillance géologique*. Son rôle ne se borne pas à recueillir des observations mais à les interpréter.

L'action du géologue au cours de l'exécution des travaux est importante et trop souvent négligée. Son intervention a un double rôle de conseiller technique et de documentation.

— *Conseiller technique.* La surveillance géologique des travaux permet en effet :

— de vérifier les données et hypothèses ayant servi de base à l'établissement des avant-projets et du projet définitif ;

— de modifier éventuellement le projet définitif.

Elle présente en outre un double intérêt scientifique et technique. L'intervention des géologues permet de vérifier l'exactitude des faits et hypothèses ayant servi de base au projet définitif et souvent de le modifier en fonction des découvertes géologiques. Il est possible de parer encore immédiatement à des difficultés imprévues. Des éléments nouveaux peuvent entraîner une simplification et par la suite des économies dans la réalisation. Dans certains travaux, on attend même l'exécution pour recueillir les renseignements géologiques permettant d'arrêter définitivement le projet. Tel est le cas du revêtement d'un souterrain.

— *Documentation.* L'intérêt scientifique et technique de cette surveillance géologique n'est pas négligeable. L'expérience acquise est profitable au géologue et au technicien car elle permet de résoudre des problèmes analogues avec plus de rapidité et d'efficacité. En outre, il est nécessaire de posséder dans les archives de l'ouvrage les plans géologiques en vue d'éventuelles réparations ou aménagement ultérieurs. C'est le cas de tunnels, barrages, fondations importantes, etc.

Une difficulté technique peut apporter une expérience précieuse pour parer à des cas analogues dans le même ouvrage ou dans d'autres.

Enfin l'occasion d'effectuer de nouvelles observations géologiques ou géotechniques précises ne doit pas être négligée. Du point de vue documentation, il est important de rassembler tous les documents qui seront très utiles pour d'autres travaux similaires.

Deux exemples montreront l'importance de la surveillance géologique du point de vue technique. De nombreuses galeries ont été percées sur plusieurs kilomètres dans les Alpes et les Pyrénées en vue d'aménagements hydro-électriques. Dans plusieurs d'entre elles des accidents graves ont été causés par la traversée de roches décomposées, de quartzites en particulier. Or, à des profondeurs de quelques centaines de mètres, rien ne permettait de prévoir une telle action des eaux souterraines et d'orienter le tracé des galeries pour éviter ces zones dangereuses. La surveillance géologique a permis de constater que ces accidents se produisaient toujours lors du passage en profondeur sous les cuvettes topographiques d'érosion glaciaire observées en surface. Actuellement les projets évitent donc le tracé des ouvrages souterrains sous ces zones repérées par des études de surface.

Lors des premiers travaux de percement du tunnel sous le Mont-Blanc, versant italien, deux accidents techniques avec effondrement de la voûte en pleine section et formation de cloches importantes ont surpris les constructeurs. Les observations géologiques ont montré que ces zones dangereuses étaient caractérisées par des schistes broyés, plissotés et injectés de filonnets et de petits amas de calcite ou de quartz. A présent dès que de tels passages sont observés, des précautions techniques peuvent être prises et les accidents sont évités.

Surveillance géologique des ouvrages. — Nous avons constaté que souvent le rôle du géologue s'arrêtait avec le début des travaux. A la suite de nombreux accidents affectant les grands ouvrages après leur mise en service, leur surveillance et leur contrôle géologiques et géotechniques apparaissent actuellement comme nécessaires. Il n'est pas logique par exemple que des témoins sonores soient installés dans les digues des barrages et non dans les terrains de leur substratum. Ces roches évoluent sous l'effet des nouvelles épreuves physiques et parfois chimiques auxquelles elles sont soumises. Leurs paramètres doivent donc être contrôlés en place et en laboratoire si l'on veut éviter des catastrophes.

RÔLE DU GÉOLOGUE APPLIQUÉ. SA FORMATION.

— L'action du géologue appliqué doit essentiellement associer la pratique du terrain et l'étude des caractéristiques des roches, la logique des faits et apporter la liaison indispensable entre les divers spécialistes qui collaborent à toutes les études intéressant les grands travaux.

Il doit donc être préparé à utiliser des notions techniques très diverses : géophysique, mécanique des roches et des sols, hydrologie de surface et des eaux souterraines, etc.

Sa formation selon les méthodes des Sciences naturelles, relevant de l'observation et de l'intuition, contrôlées par l'expérimentation, n'implique pas l'ignorance des problèmes techniques relevant d'autres disciplines comme les mathématiques, la chimie, la physique, la mécanique, l'hydrologie. Sans verser par contraste dans l'excès, il doit confronter sans cesse les données techniques et ses conclusions personnelles avec la

réalité des faits observés et affirmer la priorité de l'expérimentation réalisée selon les normes les plus proches des conditions naturelles et ne pas se laisser leurrer par une précision fausse et illusoire. Sa philosophie se rapproche ainsi de celle du physicien.

C'est pourquoi l'opinion souvent émise que le géologue appliqué choisissait une solution de facilité, est aujourd'hui périmée. Comme ses collègues, il doit posséder non seulement une connaissance et une pratique confirmées des techniques et méthodes de la géologie, mais il doit en outre acquérir des notions souvent approfondies dans d'autres domaines de la Science. Ses observations et ses conclusions souvent intuitives sont sans cesse contrôlées, vérifiées et parfois durement éprouvées par les résultats des recherches qu'il a préconisées. Dans son domaine d'activité qui s'intègre dans celui des techniques de l'Ingénieur, la médiocrité n'est pas admise.

Les conditions géologiques de la chute de Sassenage près de Grenoble

par Reynold BARBIER*.

Sommaire. — Malgré l'importance des phénomènes karstiques du Vercors ayant fait prévoir au début une dérivation en surface, l'étude géologique a montré qu'une galerie souterraine était possible ; de fait, deux petites cavités seulement ont été rencontrées sur plus de 3,5 km. Le barrage est fondé sur les « lumachelles » du Gault et quelques précautions ont dû être prises en rive droite pour les grès sableux qui les surmontent¹.

Bien que cet aménagement hydroélectrique soit de proportions assez modestes, il n'en présente pas moins un grand intérêt pour le géologue, soit par les problèmes géotechniques qu'il a posés, soit par les précisions qui ont pu être apportées, à cette occasion, à la structure du célèbre pli-faille de Sassenage.

I. CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES ET HISTORIQUES. — Un aménagement ancien existait déjà sur le Furon, torrent descendant du plateau de Villard-de-Lans pour rejoindre l'Isère, près de Sassenage (après avoir reçu l'appoint de la rivière souterraine des célèbres « Cuves » de Sassenage).

Il comportait un grand bassin d'accumulation sous le village d'Engins, puis une conduite métallique en grande partie extérieure et enfin une usine située dans les gorges d'Engins et n'utilisant donc pas la totalité de la chute possible jusqu'au niveau de la plaine de Grenoble.

Le nouveau projet, destiné à remplacer ce petit et vétuste aménagement, devait repartir du même point (celui où la pente du Furon devient plus forte) mais cherchait à utiliser, cette fois-ci, la chute maximale.

Après avoir prévu une dérivation par conduite extérieure en béton, c'est finalement une galerie souterraine qui fut décidée et réalisée.

Des deux fenêtres initialement prévues, une seule fut maintenue et l'ensemble de l'aménagement réalisé comporte :

— un barrage-gravité curviligne déversant sur 25 m et de 13 m de hauteur maximale ;

— une galerie d'amenée, type fer à cheval

de section minimale avec pente de 2 ‰ et une longueur de 3 552 m ;

— une cheminée d'équilibre à étranglement, non déversante ;

— une conduite forcée métallique de 0,90 m de diamètre et de 1 308 m de long ;

— enfin une usine, équipée d'une turbine Pelton.

La hauteur de chute est de 617 m.

Les travaux de reconnaissance ont été commencés fin 1955 et les travaux définitifs fin 1956 ; la mise en service a eu lieu en octobre 1958.

II. STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION. — La structure géologique de la région est éminemment classique : il s'agit du célèbre pli-faille de Sassenage, décrit notamment par M. Gignoux et L. Moret à la suite de levers au 20 000^e encore inédits, de F. Jacquet [Gignoux et Moret, 1952, fig. 44].

Mais j'ai pu apporter à cette structure quelques précisions, soit avant les travaux, soit du fait de ceux-ci (qui figureront sur la nouvelle carte géologique de Grenoble au 50 000^e).

La faille du pli-faille a pu être suivie et j'ai montré que vers le Sud, au niveau du hameau des Brets, elle ressort dans les gorges d'Engins, en décalant la barre des calcaires à silex.

* Note présentée à la séance du 28 novembre 1960.

1. Je tiens à remercier très vivement ici M. Gauthier, directeur du Groupe régional de production hydraulique « Alpes » à Électricité de France, qui a bien voulu me donner son accord pour la parution de cet article, ainsi que les ingénieurs du même groupe avec lesquels j'ai toujours eu beaucoup de plaisir à collaborer, notamment MM. Dauzier et Copigneau.

Elle s'incurve alors pour traverser le Furon et limiter, vers l'aval, le grand bloc d'Urgonien et de Sénonien d'Engins.

L'Urgonien s'ennoie alors vers l'amont sous le Gault, puis sous les lauzes du Sénonien au droit de l'ancien bassin d'accumulation où se trouvait, en rive droite, un gisement connu du Gault.

Par ailleurs, vers le Nord, dans la région de la ferme Durand, les éboulis et placages morainiques rendaient l'observation difficile : les travaux de reconnaissance, puis la galerie, ont montré qu'il s'agissait là, en fait, encore des calcaires à silex et non des lauzes comme l'avait indiqué Jacquet : il y a donc là une *faille nouvelle*, sensiblement N-S, séparant le Gault de la

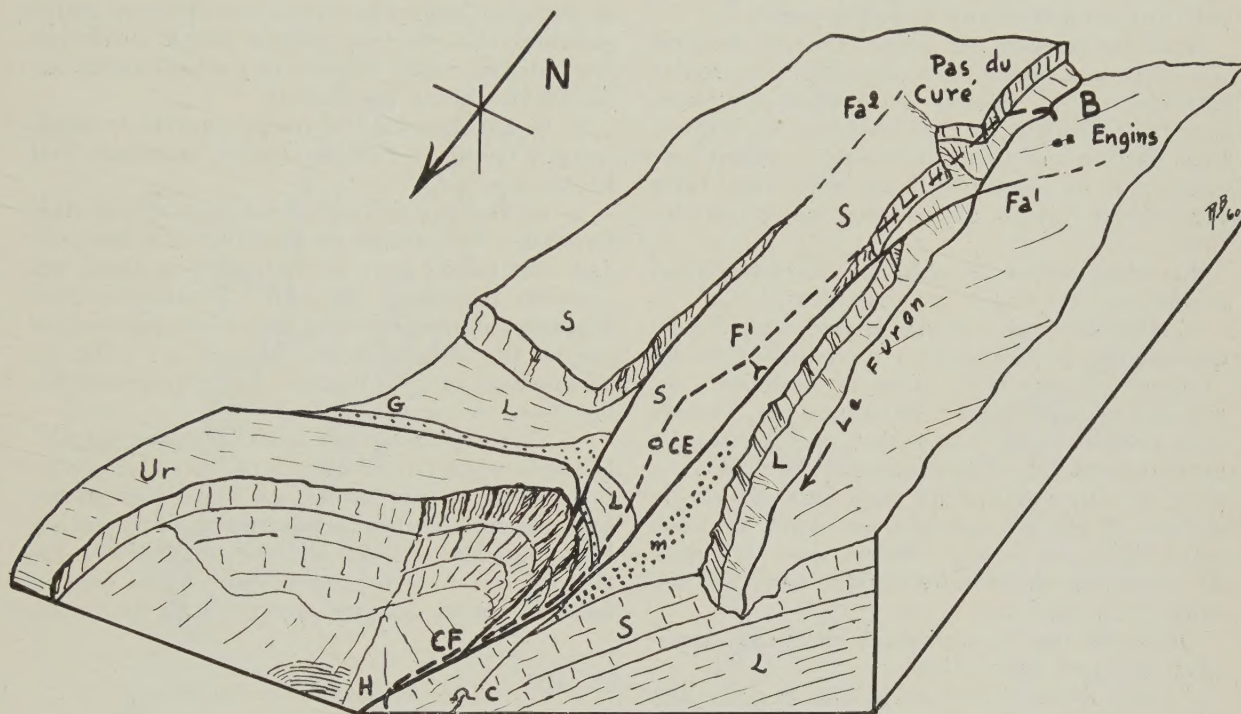


FIG. 1. — Bloc diagramme schématique montrant la position de la chute de Sassenage par rapport au pli-faille du même nom.

À droite le Furon entaille une série monoclinale surtout formée de Sénonien (supérieur : S et inférieur : L) avec quelques restes de molasse (m). — Quant au pli-faille, il présente de l'Hauterivien dans son cœur (H), puis surtout de l'Urgonien (Ur) chevauchant le Sénonien des « Cuves de Sassenage » (C) et lui-même surmonté de Gault (G), puis de Sénonien. — La faille du pli-faille se bifurque vers le Sud (failles Fa2 et Fa1), cette dernière à peu près parallèle à la galerie.

La chute comporte : le barrage d'Engins (B), puis la galerie souterraine (trait interrompu) avec une fenêtre (F1) et une cheminée d'équilibre (CE), puis la conduite forcée (CF) utilisant la vire déterminée par la faille du pli-faille ; l'usine serait un peu en avant du bloc, en rive gauche du Furon (voir fig. 2).

ferme Durand de ces calcaires à silex et se prolongeant ensuite en bordure ouest de l'escarpement coté 1015,0.

III. ÉTUDE GÉOLOGIQUE DU PROJET. — Ces études ont défini les terrains qui allaient être intéressés par les travaux, mais sont aussi intervenues pour le choix du type de dérivation.

1. *L'ouvrage de dérivation.* Le premier projet qui me fut soumis en juin 1955 consistait en une conduite en béton, superficielle, en partie

parce que cette formule avait été adoptée pour la précédente chute, mais aussi à cause des craintes qu'inspiraient les calcaires karstiques du Vercors (voir à ce sujet les travaux de A. Bourgin, notamment celui de 1941).

On se trouve en effet là au-dessus de la rivière souterraine ressortant aux Cuves de Sassenage et à proximité du célèbre gouffre Berger qui l'alimente et qui constitue le record mondial avec plus de 1 000 m de dénivellation.

a) *Dérivation superficielle.* Le départ était

prévu dans l'éperon de lumachelles où le barrage devait s'appuyer en rive gauche : j'indiquai qu'il me paraissait dangereux d'affaiblir ainsi cet éperon de roche déjà très litée.

Plus loin, le tracé passait, près de la ferme du Pas du Curé, soit en tranchée, soit même en galerie dans des moraines où des glissements de terrains anciens et récents étaient visibles et j'attirai l'attention sur les difficultés et les dangers que présenteraient de tels travaux.

Sous les falaises, on aurait ensuite traversé une assez mauvaise zone d'éboulis plus ou moins instables et ces falaises elles-mêmes (calcaires à silex) n'auraient pu être franchies en surface, mais par une galerie superficielle qui aurait présenté plus de risques, à mon sens, dans cette zone décomprimée et fissurée, qu'en profondeur.

La sortie retrouvait enfin des moraines avec, à nouveau, des risques de glissements.

b) *Dérivation par galerie souterraine.* J'indiquai qu'une galerie serait entièrement dans les « lauzes » et calcaires à silex du Sénonien : or, tous les grands réseaux karstiques du Vercors sont toujours dans l'Urgonien et n'intéressent généralement qu'accessoirement le Sénonien. Ce point me fut confirmé par mes observations de surface et par les spéléologues ayant pratiqué cette région, et je pus conclure que « le risque de rencontrer de grandes cavités dans ces calcaires était réduit ».

Quelques points cependant devaient nécessiter quelques précautions :

— vers l'amont, le passage sous la gorge dite « Pas du Curé » où l'on pouvait craindre un surcreusement : la galerie fut suffisamment enfoncée dans le versant pour passer au droit d'une zone où j'avais pu repérer des affleurements rocheux dans le fond du thalweg ;

— j'indiquai aussi que la galerie devait être assez profondément enterrée pour ne pas risquer la rencontre de sillons remblayés de terrains meubles ;

— mais le problème principal était la présence de la grande faille que la galerie longerait : on risquait donc d'avoir, sur une grande longueur, des couches plissotées, fracturées et donnant de nombreux hors-profils ; c'est en partie pour cela que fut supprimée la deuxième fenêtre primitivement prévue au droit du hameau des Brets ;

— quant à la fenêtre restante, il fut recherché un point où le rocher apparaissait sous les moraines et éboulis pour éviter une traversée toujours difficile de ceux-ci : ce point se trouvait au S de l'ancienne usine ; de toutes façons j'indiquai la longueur de 200 m pour ces fenêtres,

afin de s'écarter suffisamment de la faille à l'intérieur du compartiment oriental ;

— enfin la sortie de la galerie et la cheminée d'équilibre posèrent un petit problème, car il n'y avait là, en surface, que de la moraine : quelques puits creusés à la Benoto permirent de résoudre heureusement le problème.

Je conclusai donc : « la solution superficielle est très complexe et traverse de mauvaises zones de moraines argileuses ou d'éboulis plus ou moins instables. La solution galerie paraît beaucoup plus simple, moins risquée et probablement, en définitive, moins onéreuse. »

2. *Le barrage.* Le site prévu pour le barrage, juste à l'aval de l'ancien bassin, montrait mal les terrains :

— en rive gauche, un éperon assez étroit était formé des « lumachelles » du Gault, à faible pendage sud-ouest ; pour un barrage peu élevé, ces calcaires pouvaient convenir ; néanmoins, j'indiquai qu'ils risquaient d'être assez perméables par les lits irréguliers qui séparent les dalles et les diaclases et qu'il y aurait lieu d'y prévoir des injections de ciment ;

— dans le thalweg affleurerait le même terrain, très sain, mais buriné de « marmites de géants » ;

— enfin en rive droite, on ne voyait guère, sous les calcaires sénoniens situés au-dessus du futur barrage, que des alluvions récentes et des éboulis : en un point cependant, je pus voir au bord du Furon, les grès sableux verts du Gault,

FIG. 2. — Géologie de la chute de Sassenage.

En haut et au milieu : Carte et coupes géologiques perpendiculaires à la galerie. La carte montre l'ancienne chute (traits et croix, avec bassin de départ en b et usine en U1) et la chute qui vient d'être réalisée (traits mixtes avec barrage en B, fenêtre en F1, fenêtre non réalisée en F2, cheminée d'équilibre en CE, conduite forcée en pointillé et usine en U2). En C, ressortie de la rivière souterraine aux « Caves de Sassenage ». — Les terrains de couverture sont en blanc (a² : alluvions modernes ; A : éboulis ; G1 : moraines). Au-dessous, on rencontre successivement : le Sénonien (supérieur ou « calcaire à silex » : S ; inférieur ou « lauzes » : L) ; le Gault (grès sableux verts en haut : G² et « lumachelles » calcaires au-dessous : G¹) ; les calcaires urgoniens (Ur) et, à Sassenage, de l'Hauterivien (H). L'ensemble forme le pli-faille « de Sassenage » avec sa faille principale Fa¹ et une faille annexe Fa² (contours en partie dus à F. Jacquet et J. Debelmas).

En bas : Coupe géologique schématique de la galerie. La représentation des couches (mêmes notations que dans les autres figures) est schématique et ne tient pas compte des petits plis et failles de détail.

Les cubes noirs représentent les parties qu'il a fallu boiser et qui correspondaient, soit au karst éocène (poches remplies d'argile sableuse rouge), soit à des cavités ayant débouché à la surface, car plus proches de celle-ci (argile brune à galets morainiques) ; en Gr, les deux petites grottes vides rencontrées à l'amont de la fenêtre F1.

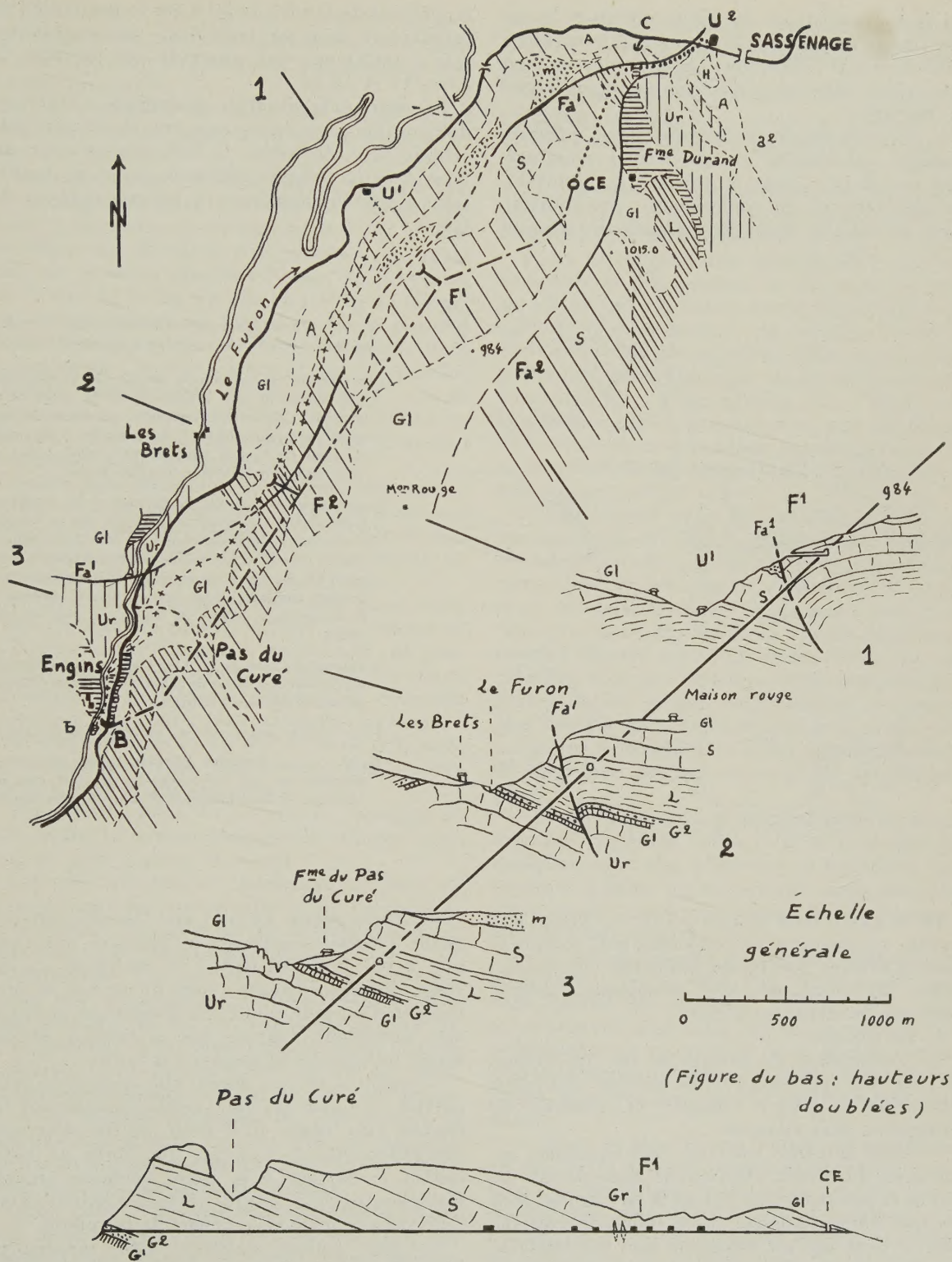


FIG. 2. — Voir légende page 826.

qui de toute évidence devaient constituer le terrain tendre sur lequel s'était installé le manteau d'éboulis : il ne fallait donc pas s'attendre à avoir autre chose dans cette rive comme appui latéral du barrage ;

— des reconnaissances superficielles et quelques sondages mécaniques furent décidés pour préciser ces divers points et étudier la perméabilité des terrains en profondeur : les pourcentages de carottes dans les « lumachelles » furent

en général de l'ordre de 70 à 80, ce qui était très satisfaisant dans ce terrain et une « perte totale » seulement fut observée au sondage 2, entre 12 et 13 m.

En résumé, la situation géologique n'était pas défavorable pour un barrage peu élevé mais présentait tout de même la difficulté d'avoir affaire à deux terrains différents pour les fondations : les « lumachelles » et les grès sableux du Gault.

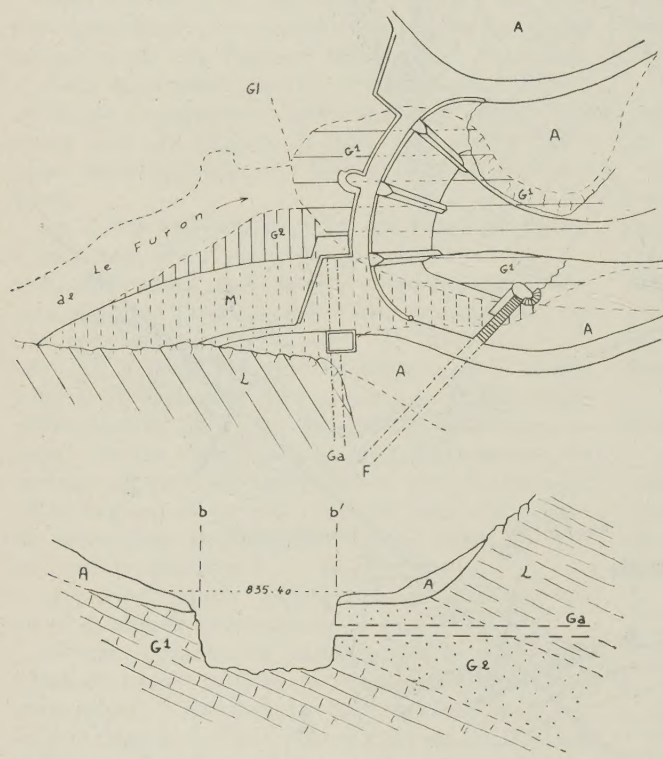


FIG. 3. — Géologie des abords du barrage d'Engins (en haut : plan ; en bas : coupe à la même échelle).

Les terrains de couverture, éboulis (A) et moraines (G1) masquent une grande partie du substratum rocheux. Celui-ci est composé : de dalles de calcaires spathiques (dites « lumachelles ») du Gault inférieur (G 1) à la base ; de grès sableux fins et verts du Gault supérieur (G 2) au-dessus.

Pour s'adapter à ce site, le barrage a été réalisé en trois parties : barrage proprement dit au centre, autostable et déversant, fondé sur les « lumachelles » (en bb' sur la coupe) ; deux parties latérales, retenant les éboulis et en assurant l'étanchéité en rive gauche, combinées avec la chambre des vannes et le départ de la galerie de dérivation (Ga) en rive droite.

A l'amont du barrage, on a protégé les grès affleurant au-dessous des lauzes de la base du Sénonien (L) par un mur à revêtement bitumineux (M).

F = Fenêtre ayant servi à l'exécution de la galerie.

N. B. — Les hachures caractéristiques des divers terrains ont été prolongées en pointillé sous les ouvrages, et leurs limites seulement sous les éboulis.

IV. L'EXÉCUTION DES TRAVAUX. — Dans l'ensemble, ces travaux ne donnèrent pas, comme il était d'ailleurs prévu, de difficultés exceptionnelles du point de vue géologique, malgré quelques incidents en galerie.

1. Le barrage.

a) *L'adaptation du barrage au site.* En définitive, le site présentait trois parties distinctes auxquelles le projet s'adapta en réalisant le barrage en trois éléments :

— dans la partie médiane, très encaissée, les calcaires du Gault affleuraient dans le lit du Furon et pouvaient, au bas de la rive droite, être découpés d'une épaisseur assez faible de grès sableux ; c'est sur cet ensemble que fut fondé le barrage proprement dit : barrage-poids autostable et déversant ;

— la rive gauche formait une falaise contre laquelle pouvait s'appuyer le barrage, mais pas tout à fait jusqu'en haut : on réalisa là un ouvrage de raccordement fondé au rocher et protégé d'un mur coudé les éboulis qui auraient été, autrement, baignés par la retenue et auraient pu s'éroder et donner des fuites ;

— quant à la rive droite, elle comporta deux parties : à l'aval un mur courbe maintenant les éboulis très épais qu'il était inutile d'enlever complètement ; à l'amont, une sorte de culée reliant le barrage à la paroi verticale creusée latéralement dans les grès verts et combinée avec l'ouvrage de prise et le départ de la galerie.

Ces grès sableux s'altèrent assez rapidement en surface du fait des variations thermiques et hygrométriques et surtout avec le gel : les

fouilles durent être reprises, d'ailleurs sur une faible épaisseur, après une période de froid, faute d'avoir exécuté la protection par gunitage que j'avais préconisée.

b) *Le traitement du rocher par injections.* Les injections furent faites avec un mélange d'argile et de ciment.

Sous le barrage et dans l'appui rive gauche, 10 sondages distants d'environ 5 m furent exécutés à des profondeurs moyennes de 12 à 13 m (et dépassant 20 m en rive gauche) ; les quantités de produits absorbés furent, en moyenne, de l'ordre de 50 kg d'argile et 100 kg de ciment par mètre linéaire de forage sous une pression de 15 kg/cm², ce qui est très raisonnable pour des calcaires ; seul le sondage 3, en rive gauche, dépassa notablement cette moyenne, certainement dans une zone faillée, avec 4 400 kg de ciment et 2 000 kg d'argile entre 17 et 22 m sous une pression de 20 kg/cm².

Quant aux injections de collage, elles absorbèrent sous le barrage une moyenne d'environ 50 kg de ciment par forage de 4 à 6 m ; elles furent, par contre, plus importantes en rive droite où l'on monta, localement, jusqu'à 950 kg.

2. *La retenue.* La pente du Furon étant assez forte, la retenue prévue n'était pas longue et la hauteur d'eau diminuait rapidement ; de plus, les terrains baignés étaient surtout des moraines argileuses ou le niveau inférieur du Sénonien (« lauzes » de calcaire plus ou moins marneux) : il ne paraissait pas qu'on dût avoir de difficultés de ce côté-là et c'est bien ce qui semble s'être vérifié depuis la mise en service.

Par contre, juste à l'amont du barrage, en rive droite, la retenue baignait un triangle assez long de grès sableux du Gault.

Ces grès très fins et légèrement argileux ne m'inspiraient pas de craintes pour l'étanchéité de la retenue. Ce point de vue fut confirmé d'ailleurs par des études en laboratoire.

Néanmoins, ces grès devaient être protégés contre une désagrégation ultérieure et les érosions possibles du fait des variations de niveaux de la retenue : il fut donc exécuté là un mur de protection assez considérable et muni d'un enduit bitumineux prolongé vers le bas par un rideau de pieux sécants recoupant les grès jusqu'aux calcaires sous-jacents. Ce dispositif fut complété par des drains débouchant à l'aval et destinés à éviter des sous-pressions éventuelles.

Enfin, pour éviter des contournements éventuels de cet organe de protection des grès, des injections d'un mélange de ciment et argile furent effectuées par forages, d'une part dans les calcaires sénoniens surmontant les grès et, d'autre

part, dans le haut des lumachelles sous-jacentes ; là encore, les absorptions furent généralement très normales.

3. *La galerie de dérivation.* Telle qu'elle s'est présentée en définitive, cette galerie peut être divisée en trois secteurs, du point de vue géologique.

a) *A l'amont*, la galerie définitive traversa les grès sur 44 m et la fenêtre de travail sur 50 m, l'une et l'autre sans difficultés spéciales.

b) La deuxième partie correspondait à la traversée du *niveau inférieur du Sénonien* ou « lauzes » (1 140 m). Ce secteur devait être le plus favorable pour deux raisons : la première est qu'on était encore loin de la grande faille, ce qui n'empêcha pas la rencontre de plissements locaux, fréquents dans ces couches très litées ; la deuxième est que ces couches un peu marneuses ou crayeuses ont une bonne tenue générale ; on n'observa donc là que quelques décollements de dalles, sans gravité.

c) La dernière partie, la plus longue (2 377 m), correspondait au niveau supérieur du Sénonien dit *calcaires à silex*. Il s'agit là de couches de calcaires durs, en gros bancs, et donnant à l'extérieur des falaises raides s'opposant souvent au talus plus doux des lauzes. Il y avait donc là un premier élément moins favorable et, de fait, ces calcaires, bien que de bonne tenue générale, surtout pour une section aussi réduite, s'avérèrent plus fissurés car plus cassants, donc aussi plus parcourus de circulations d'eau actuelles (faibles) ou anciennes (poches ou conduits de dissolution).

— mais de plus, on se rapprochait ici au maximum de la *grande faille* : ceci se traduisit par quelques zones plus plissotées ou fracturées (nécessitant parfois un boisement) mais généralement locales, notamment dans la partie amont ou tout à fait à l'aval ;

— le secteur le plus difficile fut celui proche de la *fenêtre*. Ici, en effet, non seulement les couches étaient très plissotées et fracturées, mais on se trouvait aussi plus près de la surface : les phénomènes de dissolution (avec parfois entraînement d'argiles brunâtres et galets morainiques) furent plus fréquents et ces points durent être boisés ;

— mais, de plus, et ceci n'était pas prévisible, on rencontra d'assez nombreuses cavités remplies d'argiles rouges, sableuses, de l'Éocène (principalement sur les 300 m à l'amont de la fenêtre) ; il s'agit là de restes du karst éocène, antérieur au plissement, et n'ayant donc pas de rapport avec la proximité de la faille : ce fut simplement une conjonction malheureuse qui augmenta les

difficultés de percement et obligea à quelques boisements importants ;

— enfin, *deux petites grottes* furent aussi rencontrées dans ce secteur, la première sur 5 m dans l'axe de la galerie (91 à 96 m à partir de la fenêtre) et la seconde seulement du côté ouest (de 116 à 122 m).

On peut qualifier ces cavités de doublement fossiles car il s'agit très probablement du karst éocène, mais vidé ici de ses argiles rouges au Quaternaire, et rendu fossile une deuxième fois par le manteau superficiel étanche et continu de moraines wurmiennes ; c'est ce qui explique, à la fois, que ces cavités étaient sèches et qu'elles étaient absolument impossibles à déceler en surface comme le montra un examen minutieux *a posteriori*.

Cet incident, qui donna momentanément de sérieuses inquiétudes car on était encore au début de la perforation, fut heureusement le seul du genre, et le bas des cavités fut facilement comblé par les déblais : au total on eut donc seulement 11 m de vide sur plus de 3 500 m de galerie.

Encore faut-il ajouter que les spéléologues alertés ne purent progresser bien loin dans aucun sens : avec la fenêtre de 200 m que j'avais demandée, au lieu de celle de 50 m qui fut exécutée, il est donc possible qu'on les aurait évitées. Mais il est juste d'ajouter que l'économie réalisée sur les 150 m de fenêtre non exécutée

compensa largement les suppléments de dépense entraînés par le franchissement de ces cavités qui nécessita simplement un remblayage au-dessous de la galerie et un renforcement de l'épaisseur et de l'armature du revêtement.

Ajoutons que la galerie étant en charge, elle devait, de toute façon, être revêtue, ce qui diminuait d'autant l'importance des quelques difficultés géologiques rencontrées.

4. *La cheminée d'équilibre et la sortie de la galerie.* Au point choisi, le revêtement morainique fut franchi en tranchée jusqu'au rocher, sans difficultés.

Quant à la cheminée d'équilibre, l'essentiel en fut réalisé dans les calcaires avec cependant un prolongement dans les moraines, ici très compactes et stables mais qui conduisirent à éviter le déversement.

5. *Conduite forcée et usine.* La conduite forcée fut ancrée sans difficultés sur la pente boisée du sommet de l'escarpement ; on profita ensuite de la vire que dessine la faille de pli-faille dans la paroi dominant les cuves pour y faire descendre la conduite de façon moins périlleuse que dans la paroi et, aussi, pour respecter le plus possible ce beau site.

Pour cette même raison, une fort jolie usine, qui ne gâte pas la classique promenade aux « Cuves », fut édifiée en bordure du Furon, derrière le village de Sassenage et sur des éboulis et déblais qui ne posèrent pas de problème.

Bibliographie.

- BOURGIN A. (1941). — La Bourne et ses affluents souterrains. *Rev. Géogr. alpine*, t. 29, fasc. 1, p. 39-89.
- GIGNOUX M. et MORET L. (1952). — Géologie dauphinoise (2^e éd.). Paris, Masson et C^{ie}.
- JACQUET F. (1933). — Étude géologique des Montagnes de Lans (Dipl. Ét. sup. inédit, déposé au lab. Géol. Univ. Grenoble).

A cela il faut ajouter également les rapports inédits de R. BARBIER, contenant beaucoup plus de détails qu'il n'a pu en être donné ici :

- Rapport géologique sur le nouveau projet du Furon, 28 juin 1955.
- Note sur les puits de reconnaissance, 14 oct. 1955.
- Note sur les sondages du barrage à Engins, 4 janv. 1956.
- Rapport de visite, 5 déc. 1956.
- Compte rendu de visite, 18 juin 1957.
- Rapport sur la géologie de la galerie, 15 mars 1957.
- Deuxième rapport sur la géologie de la galerie, 8 juillet 1957.
- Rapport géologique final sur la galerie de dérivation, 18 avril 1958.

Étude d'un éboulement dans le bief à silex sous la voie ferrée à Foucart-Alvimare (Seine-Maritime)

par Léon FEUGUEUR *.

Sommaire. — Un effondrement s'étant produit sous la voie ferrée à Foucart-Alvimare (Seine-Maritime), des travaux de reconnaissance ont été entrepris. Alors qu'on pouvait, à priori, attribuer cet accident à une carrière souterraine, l'étude a montré qu'il s'agissait d'un phénomène d'évolution du bief à silex.

Un effondrement circulaire a été découvert sous la voie ferrée de Paris-Le Havre près de la gare de Foucart-Alvimare (Seine-Maritime) le 9 décembre 1959. En 1929, un accident identique s'était déjà produit à plusieurs centaines de mètres de ce point et tout récemment un paysan a été enseveli dans un fontis qui s'était produit dans une bergerie. On a retrouvé son corps à 8 m de profondeur. En étudiant l'effondrement circulaire de la voie ferrée, j'ai pu en observer un autre dans un champ. Il n'y avait pas d'orifice visible, mais seulement une cuvette de 10 m environ de diamètre ayant approximativement en son centre une dépression de 1,50 m par rapport au sol normal. Elle était bordée de fissures ouvertes semi-circulaires.

Des accidents semblables sont fréquents dans de nombreuses communes du Pays de Caux ; ils sont généralement attribués à l'affaissement des carrières souterraines ouvertes dans la craie entre 25 et 40 m de profondeur. Certaines datent de plus de 1 000 ans, le marnage, but de l'extraction, étant très anciennement introduit dans la région. Le sous-sol est, en effet, riche en marne calcaire (craie) alors que le sol arable est argileux (limon des plateaux ou argile à silex). Les extractions sont interrompues depuis la dernière guerre. Les premières carrières recensées par le Service des Mines datent de 1824 ; c'est ainsi que plusieurs exploitations sont connues sur le territoire de chaque commune, mais les plans sont rares et l'on ne connaît généralement que le numéro des parcelles intéressées. L'exploitation de la craie était confiée à un « maître marneur » qui passait chez les fermiers pour extraire la quantité de marne désirée par ces derniers pour leur besoin personnel.

Des puits verticaux étaient foncés à travers le limon, puis de la masse du bief à silex, jusqu'à la craie blanche saine. Cette craie atteinte, des galeries étaient poussées à partir du puits dans plusieurs directions et des chambres étaient ouvertes le plus près possible du puits pour faciliter l'évacuation de la marne par paniers. C'est donc à juste raison que l'on attribue à ces carrières profondes les désordres constatés périodiquement en surface. Il est à noter également que la plupart des effondrements sont périodiques ; il est rare qu'un effondrement soit localisé. Un même phénomène semble donc activer ou provoquer l'effondrement du sol. Nous avons donc attribué le fontis de Foucart-Alvimare à l'effondrement d'une carrière souterraine ¹.

C'est un cantonnier de la voie ferrée qui découvrit un trou de 0,80 m de diamètre dans la banquette de la voie ; il communiquait avec un fontis cylindrique de 3 m de diamètre et 2,50 m de profondeur soit, approximativement, un vide de 15 m³. Ce vide fut comblé de ballast et des consignes de sécurité immédiatement mises en application (ralentissement des trains).

La structure géologique est des plus simple : limon des plateaux 3 m, bief à silex 12 à 15 m se prolongeant par des indentations verticales jusqu'à 25 m et plus de profondeur. Des poches de sables quartzeux éocènes se rencontrent dans

* Bureau de recherches géologiques et minières (B. R. G. M.), Paris. Note présentée à la séance du 28 novembre 1961.

1. Trois carrières figurent sur l'état des mines et carrières de l'arrondissement d'Yvetot de 1821. D'après un rapport de l'ingénieur des Mines sur les carrières du canton de Fauville de 1857, six carrières étaient en exploitation à Foucart. Le but de ce rapport était de signaler les marnières dont l'exploitation n'était pas conforme aux règlements.

l'argile à silex et la craie jusqu'à ces profondeurs extrêmes (25-30 m). Il s'agit vraisemblablement de sable azoïque thanétien.

Le problème posé consistait non seulement à reconnaître les vides au point particulier, mais à trouver une méthode d'investigation susceptible de déceler les vides qui ne se sont pas encore manifestés.

Une prospection géophysique, confiée à la Compagnie générale de géophysique (C. G. G.) a été entreprise sur une manière connue et dont nous avons des plans précis, établis par un géomètre

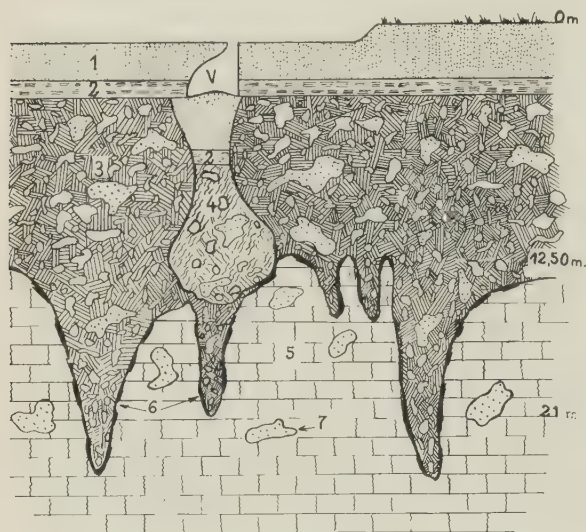


FIG. 1. — Coupe géologique montrant des travaux de reconnaissance.

1 : limon des plateaux ; 2 : argile rouge de décalcification avec très peu de silex ; 3 : bief à silex ; 4 : argile à silex décomprimée ; 5 : craie blanche (Sénonien) ; 6 : argile noire entre l'argile à silex ou le bief et la craie blanche ; 7 : poches de sable éocène ; V : vide de 15 m³.

en 1913. Les résultats furent décevants et la campagne abandonnée. Six sondages mécaniques exécutés avec une sondeuse Failing 1500 montée sur une plate-forme furent exécutés. Le sondeur ayant cru déceler des vides dans trois d'entre eux, un puits fut foncé en dehors de la voie sur l'axe d'un de ces sondages avec le but de partir en galerie horizontale à partir du puits vers le fontis, ou d'examiner les vides par exploration. Ce sont en définitive deux galeries qui ont été creusées dans la craie vers l'axe du fontis à 15 et 22 m de profondeur. Aucun vide n'a été rencontré. Les galeries sont restées dans la craie blanche en place, après avoir recoupé quelques « pointes » d'argile à silex. La galerie supérieure

avait traversé, sous l'axe du fontis, une argile rougeâtre à silex décomprimée, avec passages de sable éocène. La galerie inférieure a traversé la base de cette indentation du bief (fig. 2). Toute la colonne d'argile à silex a pu être explorée par la suite, en particulier entre les deux galeries ; l'entreprise Montcocol, chargée des travaux, ayant pu évacuer toute l'argile.

Les parois de la craie présentaient des traces d'érosion par circulation d'eau. Un niveau d'argile noire séparait toujours l'argile rouge à silex de la craie proprement dite. Cette craie est altérée,

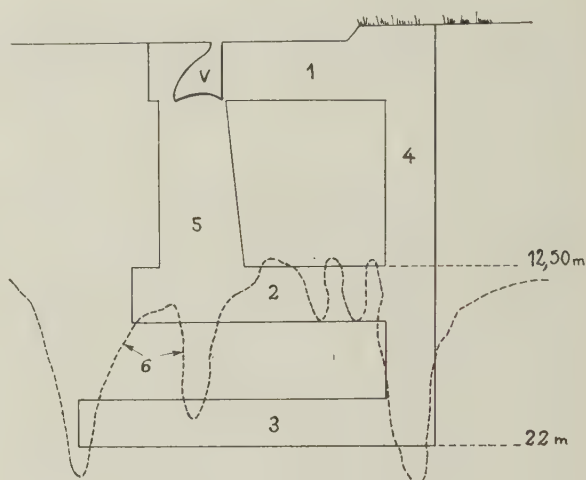


FIG. 2. — Schéma des travaux de reconnaissance effectués sur l'effondrement.

1 : tranchée ; 2 : galerie supérieure ; 3 : galerie inférieure ; 4 : puits exécuté à l'emplacement du sondage G ; 5 : puits d'exploration dans la zone décomprimée ; 6 : indentations du bief à silex ; V : vide.

friable et jaunie au contact de l'argile à silex. Alors que la base de l'indentation était composée d'argile compacte enrobant les silex de la craie, l'argile du centre était très aérée, décomprimée, sans cohésion.

Une série de sondages à la Packsack ont été exécutés à partir de l'intérieur de la colonne, vers les terrains extérieurs, enserrant la zone altérée. Partout l'argile à silex compacte et la craie en place ont été reconnues.

L'argile à silex, en place, était si compacte qu'elle a dû être attaquée au marteau compresseur, alors que dans la zone étudiée (cœur de la colonne argileuse), le terrain était fluent et dangereux.

Aucun vide profond n'a été décelé dans la craie, à peine fissurée. S'il n'y avait eu un vide de 15 m³ en surface, effectivement comblé de ma-

tériaux amenés par wagon, on aurait pu douter de l'effondrement par un simple, examen des terrains sous-jacents.

Il était difficile, en effet, d'admettre que seule l'argile décomprimée avait pu provoquer un tel vide. Le volume total de l'argile à silex dans l'axe du fontis, y compris la hauteur du bief, peut être évalué à 100 m³. Il faut admettre que ces 100 m³ de bief à silex ont provoqué un vide de 15 m³, puisque nous en avons des preuves matérielles.

L'effondrement du bief à silex, d'une manière brusque, est à éliminer, mais il a dû être lent et progressif jusqu'à la base du limon des plateaux sus-jacent épais de 3 m en ce point (voir fig. 1).

On peut imaginer le processus suivant : l'eau des plateaux percole lentement à travers les limons et le bief à silex, aidée en cela par les poches de sables fins que renferme le bief argileux. Une altération de la craie, commencée depuis des millions d'années, se continue lentement et plus particulièrement dans l'axe des puits naturels (indentations profondes).

Le bief à silex se tasse lentement et les vides gagnent sa partie supérieure, pour finalement déterminer des cloches à la base du limon des plateaux (loess) (fig. 1). C'est le propre de ce terrain d'être assez résistant pour faire « pont » sur des vides, j'en ai eu d'autres preuves, par ailleurs.

Pendant l'été normalement sec, le limon ne se dessèche et ne se craquèle que sur une épaisseur de 0,10 m à 0,30 m de profondeur. Ces fissures sont rapidement colmatées, ou refermées dès que l'humidité atmosphérique revient. Au cours des étés exceptionnellement secs, le limon se fissure profondément, parfois jusqu'à 1 m et même 1,50 m, ce qui fut le cas des étés 1929 et 1959. Que surviennent des pluies abondantes et subites, le limon n'a pas le temps de se refermer normalement et l'eau s'accumule dans les couches profondes, détruisant ainsi leur résistance mécanique. Le limon s'effondre alors en laissant des parois subverticales, comme taillées à l'emporte pièce.

Il serait souhaitable de connaître l'extension de ce limon sur les terrains susceptibles de présenter le même phénomène d'altération ; car certaines zones critiques (habitations, voies ferrées, ouvrages d'art) pourraient être surveillées vers la fin d'un été exceptionnellement sec.

Il n'en reste pas moins vrai, cependant, que la plupart des effondrements du Pays de Caux doivent être imputés aux anciennes exploitations souterraines non recensées ².

2. Le service Travaux publics du B. R. G. M. serait heureux de recevoir toutes informations utiles concernant ces phénomènes qui intéressent la sécurité collective.

Étude géotechnique du barrage de dérivation de Mechra-Homadi (Maroc oriental)

par François MORTIER et Étienne STRETTA*.

Sommaire. — Après avoir défini le cadre géologique du massif où sont situés les ouvrages de dérivation des eaux de l'Oued Moulouya au Maroc oriental (couloir d'effondrement dans un massif à dominante marno-calcaire du Jurassique supérieur), les auteurs examinent le rôle de la géologie dans l'étude de l'implantation et du type du barrage, et dans la résolution des principaux problèmes géotechniques et d'étanchement.

Dans les gorges par lesquelles la Moulouya inférieure franchit le massif des Beni Snassen occidentaux, à mi-chemin entre les gués dits « Mechra Klila » où sont terminées les études en vue de l'implantation d'un barrage d'accumulation [Monition, 1958] et « Mechra Kebada » (sortie des gorges), s'élève depuis 1956 un ouvrage de dérivation de 40 m de haut : le barrage de Mechra-Homadi. Il domine sur rive droite 47 500 ha (plaine des Triffa), et sur rive gauche 34 000 ha (plaines du Sebra et du Bou Areg). L'eau est amenée en tête des secteurs d'irrigation par deux canaux principaux qui se développeront en fin d'équipement sur 84 km (R. D.) et plus de 100 km (R. G.), dont 8 km et 22 km de tunnel.

On décrira ici le rôle de la géologie dans l'étude de l'implantation et au cours de la réalisation de cet ouvrage de Génie civil.

*
* *

Le barrage de Mechra-Homadi et la tête-morte des deux canaux principaux sont situés au NW du chaînon des Beni-bou-Mahiou ou Beni-Snassen occidentaux. Celui-ci fait partie d'un vaste pli de fond E-W qui montre :

— à l'Est (chaînon des Beni-Snassen orientaux), un substratum paléozoïque comportant des granites, et une couverture de calcaires dolomitiques du Lias [Gentil, 1908].

— à l'Ouest, des grès, calcaires et marno-calcaires d'un Jurassique supérieur [Russo, 1937] présentent une subsidence de plus de 1 000 m et conservent un caractère néritique.

Le style tectonique de la partie nord-ouest du massif des Beni-Snassen occidentaux est un style cassant [Monition, 1954] déterminé par les contrecoups des phases tectoniques de la surrection rifaine (phases néogènes) sur un matériel déjà induré par la tectonique atlasique (phases paléogènes).

Les mers miocènes ont déposé, principalement autour du massif, mais aussi dans des couloirs synclinaux (dont celui qu'a emprunté plus tard la Moulouya), des conglomérats et des grès au Carténien (Miocène 1^{er} cycle) et des marnes au Tortonien (Miocène « post-nappe »). Ces dépôts sont recouverts dans les plaines situées au N du massif par des formations marines ou continentales au Pliocène, puis alluviales et lacustres au Villafranchien et au Quaternaire : c'est dans ces formations que se développent les canaux principaux.

Le barrage de Mechra Homadi ($x = 737,490$; $y = 462,534$; $z = 128$ m) a principalement un rôle de dérivation, assurant l'alimentation de deux prises d'eau, une sur chaque rive.

La capacité utile de la retenue (5 600 000 m³) a permis d'entreprendre l'irrigation de la plaine des Triffa, sans attendre l'achèvement du barrage d'accumulation de Mechra-Klila.

1. HISTORIQUE DES ÉTUDES¹. — L'étude d'un projet de barrage à la sortie des gorges (Kebada), qui aurait économisé les 12 km de tête-morte du

* Note présentée à la séance du 28 novembre 1960.

1. Pour l'historique de la réalisation des travaux du barrage et des canaux, et pour leurs caractéristiques voir l'article de P. Molin [1955].

canal principal a été d'abord écartée, en raison de la hauteur (près de 70 m) d'une prise qui devait permettre l'irrigation, sur rive gauche, de la plaine du Gareh, vallée située hors du bassin versant de la Moulouya : un tunnel de 11 km à travers les collines de l'extrémité ouest du massif des Kbdana, reliera le périmètre irrigué du Sebra (bassin versant de la Moulouya) à celui du Gareh-Bou Areg (bassin versant de l'Oued Zelouane).

Les études de l'emplacement de Mechra Homadi commencèrent en 1946 ; études géologiques préliminaires et avant-projets techniques vont de pair.

En 1946, A. Robaux, alors chef du Centre des Études hydrogéologiques, visite cet emplacement et dès ce moment note le pendage amont de bancs calcaires principaux et l'intérêt d'une retenue située dans des marno-calcaires imperméables. Envisageant à l'époque un emplacement possible à l'entrée de la gorge dolomitique, c'est-à-dire 350 m à l'aval de l'emplacement définitivement retenu, il préconise que le barrage ne devra pas s'élever au-delà de la cote 137,5 (barrage de 11 m de haut) de façon à ce que la retenue ne baigne pas les bancs calcaires faillés de la rive droite.

Mais cette solution n'aurait permis d'irriguer que 14 400 ha sur la rive gauche. Aussi à la conférence de Tetouan en 1947 décida-t-on l'établissement d'un barrage à une cote plus élevée.

En 1947, l'un de nous (E. S.) entreprit la cartographie détaillée des environs de l'emplacement actuel (voir fig. 1), présenta un rapport sur les différents emplacements possibles puis suivit et orienta les travaux jusqu'en décembre 1953.

En octobre 1947, J. Bourcart et J. Marçais visitèrent le site. J. Bourcart rejeta l'emplacement aval par suite du fait que le déversoir serait situé dans les calcaires dolomitiques fissurés. Il reconnut comme le meilleur l'emplacement définitivement adopté par la suite, et proposa un programme de sondages au bed-rock dans le lit du fleuve et des tranchées de reconnaissance sur les deux rives. Il rejeta les emplacements situés plus à l'amont, qui intéressent des zones où la largeur de la vallée est exagérée et où les appuis paraissent douteux.

De novembre 1947 à février 1948, une campagne de 14 sondages (650 m) fut exécutée par une société espagnole et deux tranchées de reconnaissance furent ouvertes : les résultats de ces travaux sont interprétés dans un rapport de l'administration espagnole dû à J. Abollado et dans le dossier géologique de P. Lévêque (Société marocaine d'études techniques).

Le concours pour l'adjudication des travaux,

lancé en décembre 1949, est jugé par la Commission franco-espagnole en avril 1950 : une vingtaine d'entreprises avaient étudié, outre le projet administratif, plusieurs variantes.

Les travaux furent attribués à un groupement d'entreprises françaises (Société marocaine des entreprises Campenon Bernard-gérant et Travaux marocains de génie civil) et espagnole (Cubiertas y Tajados de Barcelone), la société «Les Travaux souterrains» étant sous-traitante pour les travaux d'étanchement.

Les travaux débutèrent effectivement en octobre 1951.

De 1951 à 1953, les questions géologiques soulevées par l'emplacement de la carrière et des galeries de dérivation furent traitées. Trois campagnes de sondages de reconnaissance supplémentaires (22 sondages : 910 m) pour l'étude du bed-rock, du pli-faille de la rive droite et des problèmes hydrogéologiques posés par la réalisation du voile d'étanchéité sont exécutées par l'entreprise L. T. S.

Au cours de la réalisation de l'étanchement, des études de coulis économiques et de leur efficacité sont entreprises et depuis la mise en eau (septembre 1955 à juin 1956) les niveaux aquifères sont observés dans 18 piézomètres.

2. GÉOLOGIE DU SITE. — Le barrage de Mechra-Homadi se trouve implanté dans une zone effondrée de la série du Jurassique supérieur des Beni-Snassen occidentaux.

L'âge de la série a été démontré, d'une part, par raccordement latéral avec des séries datées paléontologiquement au Jebel Ahmar Lakhdar [Mongin et Monition, 1952], d'autre part, à Mechra-Homadi même, par la découverte, due à D. Uguet (géologue à la Société L. T. S.), d'une lumachelle à Exogyres et *Spirocyclina choffati* MUNIER-CHALMAS var. *infra-valenginensis* CHOFFAT (détermination de G. Lucas), Foraminifère caractérisant le Portlandien [Aurouze et Bizon, 1955] : cette lumachelle se trouve dans les alternances B 2-3.

La tectonique d'effondrement du couloir de la Moulouya est démontrée en ce point par les cotes de la base de la falaise dolomitique à l'aval de Mechra-Homadi et au Jebel Ahmar Lakhdar (7 km au Sud-Est), respectivement 120 m et 750 m.

a) *Stratigraphie détaillée.* Les formations intéressées par le site du barrage de Mechra-Homadi appartiennent aux séries du Jurassique supérieur et du Miocène.

— La série du JURASSIQUE SUPÉRIEUR comprend de l'aval vers l'amont et de bas en haut :



• des marnes qui ne renferment que *Posidonomya* sp., fossile non caractéristique ; on peut les rapporter au sommet d'un complexe marno-gréseux anté-kiméridgien (du Bathonien au Lusitanien) comme sur les bordures nord et sud du massif.

• une importante masse « dolomitique » à patine brun-rouge formant falaise de chaque côté de la gorge. La puissance visible de calcaire dolomitique, qui représente le faciès le plus caractéristique du Kiméridgien dans la région, est en ce point de 80 m environ.

• une série marno-calcaire, à prédominance marneuse, d'une épaisseur de 75 m. Par analogie avec Mechra Klila on peut l'assimiler au Kiméridgien supérieur.

• une série de marnes et de calcaires à prédominance calcaire, dite « série des quatre bancs » (voir fig. 2, coupes 1, 2) :

— banc calcaire B 0 d'une épaisseur de.....	7 m
— alternance B 0-B 1 de petits bancs calcaires et de bancs marno-calcaires avec lits marneux.....	8 m
— banc calcaire B 1	14 m
— alternance B 1-2	19 m
— banc calcaire B 2	8 m
— alternance B 2-3	13 m
— banc calcaire B 3	15 m
— alternance B 3-4 d'une épaisseur supérieure à.....	40 m

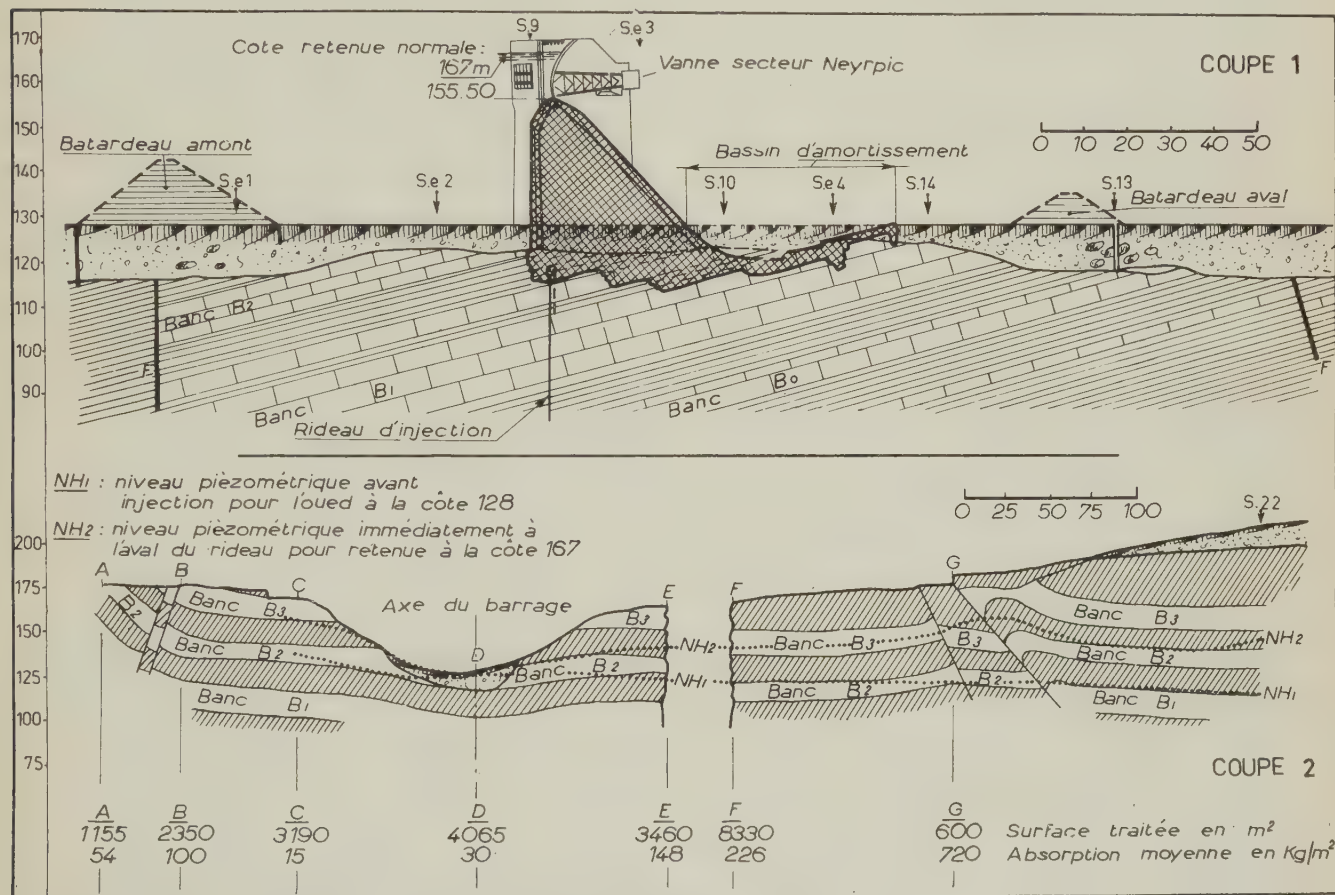


FIG. 2. — Coupes.

1 : coupe longitudinale par l'axe du pertuis II. — 2 : coupe transversale le long du rideau d'injection.

Les lettres A à G désignent dans la légende le panneau du voile situé sur la coupe à droite de la verticale de la lettre correspondante.

La série qui intéresse les fondations et les appuis du barrage commence au banc B 1 et mord de 10 m environ sur la série B 3-4. Les bancs calcaires importants choisis comme bancs repères représentent donc 46 % du total et les coupes des sondages 1 à 8 (353 m) permettent de pré-

ciser que les marnes franches et les marno-calcaires représentent respectivement 3,5 et 12 % du total de la série intéressant fondations et appuis. La série où la proportion de marnes est la plus importante est la série B 2-3.

Ces marnes vertes se présentent en joints

minces ou tout au plus en bancs de 20 cm d'épaisseur. Les marno-calcaires ressemblent à la sortie du carottier aux calcaires francs à cassure grise. Mais ils rendent un son moins clair au marteau, sont moins durs à un essai de rayure, et surtout dès que la dessiccation à l'air est amorcée, ils se fendillent en de multiples esquilles.

Les observations de surface et le raccordement entre eux des sondages voisins mettent en évidence le caractère lenticulaire des alternances marno-calcaires ; les quatre bancs calcaires principaux et un ou deux autres moins épais sont par contre remarquablement constants dans leur lithologie et leur puissance.

• une série de marnes et de marno-calcaires qui affleure principalement dans le bassin de retenue.

Ces deux derniers termes sont à rapporter au Portlandien.

— La série MIOCÈNE : reposant en discordance sur l'un ou l'autre terme de la série du Jurassique supérieur, apparaît un horizon de calcaire détritique grossier, mimant le calcaire bleu du Jurassique supérieur, et surmontant des grès de base jaunes avec parfois quelques bancs d'un poulingue à gros éléments fortement cimentés. Cet horizon, que la découverte à 5 km au SE de Mechra-Homadi de *Clypeaster altus* KLEIN var. *tauricus* DESOR (détermination M.-L. Petitot) permet de classer dans l'*Helvétien*, couronne toutes les buttes d'altitude supérieure à 200 m au voisinage de la vallée. Un affleurement très réduit d'argiles vertes du *Tortonien* repose à Mechra-Sfa (800 m en amont de Mechra-Homadi) sur ce microconglomérat et a été conservé par un conglomérat à gros éléments peu cimentés, qui est à rapporter au Pontien ou au Pliocène.

— Outre la série miocène, un faible comblement alluvial de fond de vallée intéresse l'emplacement : son épaisseur, déterminée par sondages, n'excède pas 11 m (au droit des séries marno-calcaires) et est parfois inférieure à 4 m (au droit des gros bancs calcaires). Aucune « marmite » importante ni surcreusement n'a été noté par sondages et les fouilles ont montré un banc B 1 parfaitement plan. Ces alluvions sont constituées de sables assez limoneux en surface, et en profondeur de sables, graviers, et même de galets roulés de 10 à 20 cm. Au droit des affleurements sur les rives, des bancs calcaires (particulièrement B 1), de gros blocs éboulés de la falaise pouvant atteindre 1,35 m de diamètre, sont mélangés aux alluvions.

b) *Tectonique détaillée* (voir fig. 1). Celle-ci est assez simple dans l'ensemble. Les bancs forment une série monoclinale à pendage amont assez

régulier, variant peu autour de 13° 5 vers le Sud-Sud-Ouest (au maximum 20°) ; le pendage est en ce point presque parallèle à l'axe de la rivière, on note cependant une légère tendance synclinale suivant l'axe de l'oued (accentuée sur la coupe 2 de la fig. 2 par la forme de la ligne de coupe).

La série du barrage fait partie d'un plissement à grand rayon de courbure qui est compliqué à l'amont de l'emplacement par une faille perpendiculaire à l'axe de la vallée : celle-ci a pour effet d'abaisser « la série des quatre bancs » d'une centaine de mètres environ : elle contribue ainsi à l'étanchéité de la retenue en faisant affleurer la série marneuse supérieure. On note, parallèlement à cette faille et en liaison avec elle, un pli synclinal très pincé, qui est considéré comme un rebroussement des couches.

Sur la rive droite, on note un petit accident, qui a provoqué de nombreuses controverses quant à son rôle possible d'écran étanche. Les techniciens étaient aussi inquiets à cause de sa position à l'Est immédiat de l'appui rive droite du barrage, qui n'est qu'un éperon assez étroit entre 2 ravins profonds d'une cinquantaine de mètres. Dans le ravin amont, cet accident se présente comme un pli anticlinal extrêmement aigu. Vers le Nord, le flanc inverse subvertical disparaît par étirement avec quelques cassures secondaires : le pli se transforme alors en pli-faille. Mais cet accident bien connu maintenant par les sondages (coupe 2, fig. 2) a une largeur de base très faible pouvant se réduire à une cinquantaine de mètres et une hauteur de l'ordre de 75 m. Vers l'emplacement aval, il s'atténue considérablement en s'accompagnant de flexure.

Quelques autres accidents de détail, qui n'intéressent pas directement l'emplacement du barrage, sont visibles sur la carte.

Le très léger pendage vers le Sud-Sud-Ouest des formations conglomératiques miocènes est à noter car il constitue une indication pour l'âge des mouvements tectoniques, concurremment avec la discordance de ces formations sur celles du Jurassique supérieur.

c) *Hydrogéologie*. Plusieurs niveaux aquifères ont été rencontrés dans les sondages, caractérisant les différents bancs calcaires.

Seul, un piézomètre de la rive gauche (S. 6) présente un niveau hydrostatique supérieur à celui de l'oued. Ses réactions lors des différentes crues sont minimales, ce qui confirme l'étanchéité naturelle des terrains de la rive gauche.

Sur la rive droite, les piézomètres S 17, 18, 19, 20, 21 et 22 ont tous des niveaux inférieurs à celui de l'oued. Leurs variations lors de la crue

de septembre 1953 (fig. 3) ainsi que diverses autres mesures ont fait craindre que le pli-faïlle, de part et d'autre duquel ils sont implantés, joue un rôle drainant, alors qu'on avait cru au début des études que cet accident était colmaté par un remplissage d'argile rouge visible en surface : après les premières injections il se révéla que ce

remplissage n'était pas aussi étanche qu'on ne le pensait, ou plutôt qu'il serait limité à une faible profondeur.

Enfin dans le lit de l'oued, un *underflow* important semble exister particulièrement dans les lits d'alluvions de perméabilité élevée, sous des limons de surface moins perméables.

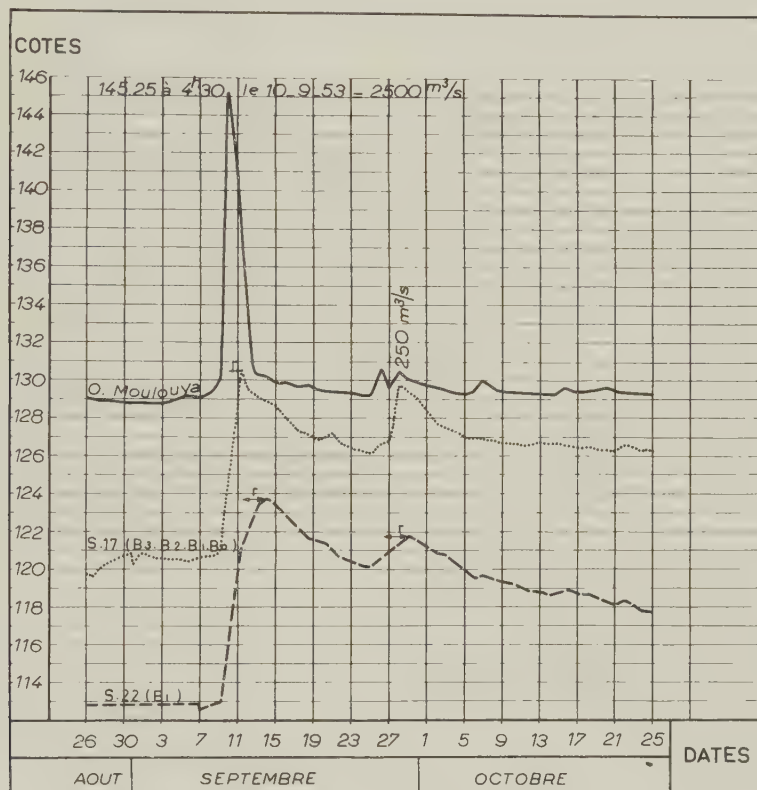


FIG. 3. — Variations de deux piézomètres situés de part et d'autre du pli-faïlle rive droite, lors de la crue du 9-11 sept. 1953.

3. PROBLÈMES GÉOTECHNIQUES. — a) *Différents sites et types de barrages étudiés.* Le barrage de Mechra-Homadi étant, malgré son rôle de dérivation, un ouvrage de hauteur moyenne (56,5 m au-dessus du point le plus bas des fouilles), les problèmes de fondations et d'ancrage devaient être considérés comme importants. De plus, le barrage de dérivation étant construit avant celui de retenue, le problème de l'évacuation des crues ne pouvait être négligé, surtout si l'on considère l'imperfection de nos connaissances sur le régime hydrologique de la Moulouya².

Aussi la discussion sommaire des différents projets étudiés, tant à l'emplacement amont qu'à

l'emplacement aval, est-elle intéressante à présenter.

— L'emplacement aval semble au premier abord plus favorable que l'emplacement amont à cause des conditions topographiques : la gorge a 120 m de large environ à la cote 169, alors qu'à

2. Voir « Hydrologie marocaine », vol. 1 (1925-1951) ; vol. 2 (1951-1955). Voir aussi l'article de H. Roederer : Réflexions sur précipitations et écoulement, in « Hydrogéologie du Maroc », p. 21-31. — Superficie du bassin versant à Mechra-Homadi : 51 900 km² ; l'indice pluviométrique varie entre 230 et 359 mm ; le déficit d'écoulement varie entre 219 et 350 mm ; le volume écoulé annuellement varie entre 350 et 1 200 millions de m³ ; on estime que depuis 1929 le débit de 10 crues a dépassé 1 500 m³/sec. (4 ont dépassé 2 400 m³/sec.).

la même cote la longueur du couronnement de l'ouvrage réalisé à l'amont est de 215 m. Mais s'il était possible géologiquement d'envisager l'emplacement aval lorsque les études ne prévoyaient qu'une digue de 11 ou 17 m de hauteur, les conditions de consolidation des ancrages, d'étanchéité et d'évacuation des crues devenaient pour un barrage de 40 m de haut plus ardues à résoudre et auraient nécessité des études et des solutions plus coûteuses que dans la solution amont : ainsi l'économie, réalisée par la suppression du pont-bâche de départ (pour le canal rive droite) et par le moindre volume de béton à mettre en œuvre, devenait sans doute illusoire.

En effet :

1) au point de vue des fondations, l'ancrage du barrage aurait été, sur la rive droite au-dessus de la cote 140, dans un calcaire très diaclasé par suite de la proximité de deux petites failles ; des déroctages importants étaient à prévoir, d'autant plus que le balancement des têtes de couches est visiblement très important, aussi bien sur la rive droite que sur la rive gauche : sur cette dernière rive très abrupte les dérochements auraient eu des conséquences graves sur les marno-calcaires supérieurs dont on devrait prévoir le soutien par des murs puissants.

2) Au point de vue de l'étanchéité, le caractère très perméable des bancs calcaires B 1 et B 0 affleurant dans le ravin de la rive droite, la fissuration des calcaires massifs très géodés, le relèvement lent du plancher imperméable que constituent les marnes anté-kiméridgiennes faisaient prévoir un voile au large très long et dense, composé de sondages profonds.

3) L'évacuation de crues qu'on pouvait craindre très importantes dans cette gorge étroite et tectonisée ne laissait pas d'être inquiétante³.

Des emplacements à l'aval du ravin rive droite, mais à l'amont de la gorge, ont été aussi sommairement étudiés, mais s'ils évitent le siphon de départ, ils sont situés entre les rives aussi espacées qu'à l'emplacement amont et moins engageantes au point de vue ancrage (terrains marnaux en plus grande proportion).

b) *Différents types de barrage projetés à l'emplacement amont.* Nous les grouperons par catégories et ferons les remarques sur chaque type.

— *Barrage en enrochements* : les projets de ce type étaient très tentants bien que non imposés spécialement par le terrain ; mais ils se sont heurtés aux questions de l'hétérogénéité des matériaux (pourcentage assez faible de gros blocs, triage des marno-calcaires, lavage des marnes) ; du déversoir qui (devant être latéral) aurait

risqué de provoquer des érosions sur la rive gauche d'où nécessité de consolider celle-ci ; de la vulnérabilité de l'ouvrage pendant sa construction ; du danger des talus laissés à l'amont et à l'aval.

— *Barrages voûtes* : des projets de barrages « voûtes à deux culées » ou « voûtes multiples » ont été présentés. Ils auraient imposé des consolidations probablement assez coûteuses des fondations et surtout leur évacuateur latéral de crue aurait fait craindre des érosions régressives dans les marno-calcaires des rives.

— *Barrages poids* : un projet « poids évidé » aurait été acceptable si tous les appuis avaient pu être sur des bancs calcaires solides, mais il fut déconseillé à cause des possibilités de gonflement des marnes. Un projet « poids rectiligne » fut également écarté comme moins apte à lutter contre un possible travail des marnes, et ne guidant pas les crues vers l'axe de l'oued, donc risquant de provoquer des érosions graves. Enfin la solution du type « poids légèrement voûté » fut jugée la mieux adaptée tant au point de vue fondations qu'au point de vue de l'évacuation des crues.

Cette rapide discussion des projets présentés a montré les principaux problèmes que la solution adoptée a essayé de résoudre :

— fonder le barrage sur des bancs calcaires solides,

— éviter les risques dus au gonflement possible des marnes,

— tenir compte de la possibilité de glissement de certains talus,

— éviter une dangereuse érosion des rives qu'aurait fatalement provoquée une évacuation latérale des crues.

c) *L'ancrage de l'ouvrage réalisé.* Finalement, le projet administratif tel qu'il avait été étudié par M. Stucky, ingénieur conseil de la Société Campenon-Bernard, a été adopté.

Le barrage de Mechra-Homadi est implanté sur la série dite des « quatre bancs », au droit d'un éperon qui sur la rive droite n'a que 250 m de long sur 150 m de large à la base (75 m à la cote 167). La coupe 1 (fig. 2) montre que le banc calcaire B 1 sert d'assise principale au barrage.

Les sondages de reconnaissance ont montré des terrains d'ancrage en général très sains : le pourcentage de carottes est toujours très voisin de 100 % pour les bancs calcaires principaux,

3. L'application de diverses formules au bassin de la Moulouya donne pour la crue centenaire des chiffres variant entre 3 500 et 8 500 m³/sec. La circonscription de l'Hydraulique a décidé de prévoir l'évacuateur de crues de ce barrage pour 6 000 m³/sec.

et ne descend à 50 % que pour les marno-calcaires dans la partie supérieure altérée. Malgré l'effritement des marno-calcaires dès qu'ils sont à l'air et qu'ils ne sont plus frettés par des bancs calcaires, leurs qualités mécaniques en profondeur doivent être très correctes⁴. Néanmoins on a procédé à des injections de collage et de consolidation sur toute la surface de contact béton-rocher et sur 5 m de profondeur.

En ce qui concerne les marnes, rappelons que sous les appuis du barrage, les sondages avaient montré une épaisseur moyenne de marnes de 1,30 m au-dessus du niveau hydrostatique, réparties en minces lits de 40 cm d'épaisseur au maximum. La crainte de désorganisation d'un ouvrage rigide par gonflement des marnes au cours de la mise en eau ou par glissement sur les marnes, suivant le pendage, des bancs calcaires non butés (bancs interrompus par des ravineaux et des failles, en particulier le banc B 3 sur la rive gauche) n'a pas paru justifiée après étude de plusieurs échantillons de marnes prélevés dans les alternances B 3 et B 1-2 sur lesquelles le barrage

toire d'Essais et d'études de Casablanca. Des essais géotechniques visant à mesurer, *in situ*, la déformation des stampes marno-calcaires soumises à une humidification artificielle par injection d'eau dans des puits, n'ont pas été jugés nécessaires.

Enfin les failles voisines de l'emplacement n'intéressent pas les appuis de l'ouvrage, mais plutôt l'étanchéité de la retenue. La stabilité de l'éperon, qui sur la rive droite sert d'appui au barrage et qui est coupé de la masse par le pli-faille décrit plus haut, a été jugée satisfaisante après calcul.

d) *Problèmes géotechniques posés par les ouvrages annexes.*

— *Galeries de dérivation.* Pour réaliser en toute sécurité le terrassement de plus de 80 000 m³ de terrains en fouille sous le lit de la rivière dans une gorge relativement étroite, il a fallu dériver l'oued dans deux galeries, percées sous l'éperon R. D. et pouvant déverser en charge 600 m³/sec. Le tracé de ces galeries dans le banc B 2 et les alternances B 2-3 et B 1-2 au-dessus du niveau hydrostatique (au S 4, niveau hydrostatique : 123 m, soit 5 m sous le radier des galeries) ne devait pas présenter de difficultés à condition de prendre les précautions adéquates pour éviter d'être surpris par les « coups de toit » dans les zones marneuses.

— *Batardeaux.* Étant donnés, d'une part l'épaisseur et la perméabilité des alluvions, et d'autre part les risques de submersion des ouvrages provisoires par des crues supérieures à 600 m³/sec., il fallait assurer l'étanchéité en temps normal et la stabilité en temps de crues des digues déjà importantes que constituaient les batardeaux (surtout celui de l'amont = 13 m); il ne pouvait évidemment être question de les fonder sur le rocher.

À l'emplacement du *batardeau amont*, l'épaisseur des alluvions est supérieure à 11 m, et ce sont des matériaux relativement fins : on put ainsi prolonger le mur de pied amont de ce barrage en enrochements (22 000 m³) par un rideau de palplanches, battues jusqu'au terrain dur. Le parement aval, revêtu également d'un voile en béton armé, était buté sur un rideau de palplanches de 5 m de profondeur seulement. On pense que la rupture du batardeau amont par

CARACTÉRISTIQUES	B 2-3 (tranchée « x... y »)	B 1-2 (galerie de dérivation)
pourcentage de CO ₃ Ca.....	50 à 60 %	14,0 et 29 %
teneur en eau naturelle.....	2,3 et 7,3 %	4,9 et 6,7 %
densité humide pour une teneur en eau de saturation de..	8,5 %	8,2 et 6,6 %
limite de liquidité ..	25 %	36 et 34 %
limite de plasticité.	15 %	20 et 22 %
indice de plasticité.	10 à 11 %	16,5 et 11,8 %
angle de frottement (déduit des limites d'Atterberg)	28°	26° et 27° 30
angle de frottement interne (déduit des essais de cisaillement)	34°	29° et 27°
cohésion	14 kg/cm ² (dans le sens des plans de schistosité)	1 kg/cm ² et 2 kg/cm ²
pression de gonflement.....	6 kg/cm ²	10 kg/cm ² env.

TABL. 1. — Caractéristiques d'échantillons de marnes des bancs B 2-3 et B 1-2.

devait être partiellement fondé. Les premiers ont été étudiés en 1950 par le laboratoire d'Études des sols d'Alger, les secondes par le labora-

4. Des essais effectués récemment sur des terrains très semblables de l'emplacement du barrage de Mechra Klila ont prouvé que ces roches, qui sont des marnes d'après leur composition chimique, se comportent du point de vue mécanique comme des calcaires tendres : la résistance à la compression reste comprise entre 35 et 250 kg/cm² et le module élastique entre 20 000 et 200 000.

la crue du 9 septembre 1953 (débit max. : 2 500 m³/sec. correspondant à une hauteur de 17 m à l'amont du batardeau), qui le submergea sur une hauteur de plus de 3 m pendant 5 heures, est due au contournement de l'ouvrage par érosion de la berge marneuse R. G. et à un déversement violent provoquant dans la zone du rideau de palplanches aval (très faiblement ancré), des courants d'affouillement destructeurs.

Le batardeau aval, quant à lui, bien que submergé sur une hauteur de près de 9 m, a parfaitement résisté aux effets de cette crue : en effet, en raison du volume des galets et des blocs éboulés (plusieurs m³) qui interdisait le battage de palplanches jusqu'au *bed-rock* et en raison de l'épaisseur et de la perméabilité des alluvions qui interdisaient des solutions par bétonnage d'une fouille ouverte ou par injections, cet ouvrage a été ancré, à l'aval, jusqu'au *bed-rock*, par un rideau de 300 m² de 59 pieux forés jointifs de 560 mm de diamètre ; de plus, les appuis étaient meilleurs que ceux du batardeau amont : banc calcaire B 1, et, sur R. D., mur *bajoyer* gauche du canal de sortie de la dérivation.

e) *La carrière*. Le chantier était alimenté en agrégats par l'exploitation d'une carrière ouverte sous un front de 250 m au sommet de la colline formée par la masse calcaréo-dolomitique qui constitue en contrebas les falaises de la gorge aval.

Auparavant d'autres solutions (plus proches du chantier) avaient été envisagées mais ont été abandonnées pour des raisons de technique d'exploitation : un emplacement dans la même masse dolomitique mais en contrebas avait le désavantage de sa situation surplombant la rivière ; un deuxième emplacement, à l'endroit où fut installé par la suite le concassage primaire, aurait permis d'exploiter la « galette » de microconglomérat miocène qui couronne la butte, mais la trop faible épaisseur de cet affleurement a fait écarter cette solution qui n'aurait pas donné le volume nécessaire.

4. TRAVAUX D'ÉTANCHEMENT. — a) *Caractéristiques des terrains*. Les coupes et la carte géologique montrent que les bancs qui intéressent l'étanchéité de l'ouvrage sont les bancs calcaires B 3 et B 2 et les alternances de marnes et de calcaires B 3-4 et B 2-3.

— *Les bancs calcaires B 3 et B 2*, sont fissurés très irrégulièrement ; cependant on peut noter que le banc B 3, le plus proche de la surface, est partout le plus fissuré et que la fissuration augmente vers l'accident de la rive droite. Les fis-

sures sont subverticales et orientées principalement suivant une direction perpendiculaire à l'accident R. D., secondairement suivant une direction parallèle à cet accident.

Ces fissures ont donné lieu dans les sondages de reconnaissance à des pertes d'injection, variables d'un sondage à l'autre, mais relativement importantes, souvent supérieures au débit des pompes, soit = 140 l/min. (voir fig. 4).

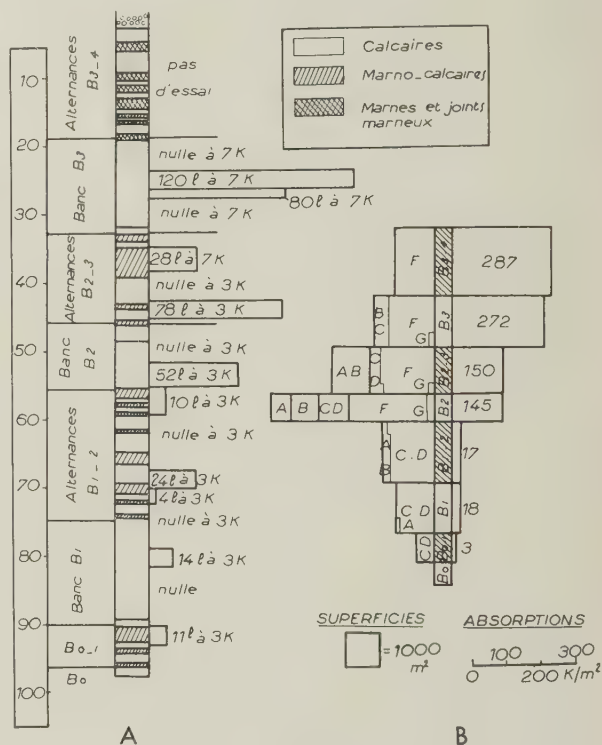


FIG. 4. — Perméabilité des différents bancs calcaires et marno-calcaires.

A : exemple d'absorptions d'eau suivant les bancs : le forage S. 17. — B : diagramme des absorptions moyennes (kg/m²) de ciment, produits chimiques et inertes, banc par banc sur toute la surface du voile d'étanchéité.

A droite de la coupe : absorptions. — A gauche de la coupe : superficies des panneaux du voile intéressant les différents bancs.

Le banc B 3, seul banc calcaire important à affleurer dans la retenue, présente, pour les circulations d'eau entre les zones d'alimentation et les zones d'exutoires, des longueurs de parcours variant de 20 à 200 m avec des charges variant de 3 à 30 m.

Le banc B 2 peut être alimenté par l'intermédiaire des failles et par les alluvions de l'oued en amont du parement amont.

— *Des alternances de marnes et de calcaires*, seule la série B 2-3 peut donner lieu à des fuites importantes.

Les alternances B 3-4 affleurent à l'aval du barrage à une cote supérieure à 167 m et ne peuvent donc donner lieu à des fuites mais simplement à des gonflements de bancs marneux peu chargés.

Quant aux *séries inférieures* (alternances B 1-2 et bancs calcaires B 1 et B 0) ils n'affleurent pas dans la retenue et ne peuvent être alimentés que par les failles. Mais dans celles-ci les circulations préférentielles se feront plutôt par les bancs calcaires supérieurs B 3 et B 2.

De plus, la fréquence des intercalations marneuses et la faible épaisseur des bancs calcaires doit réduire la perméabilité de ces alternances, bien que celles-ci soient à prédominance calcaire.

b) *Les diverses solutions d'étanchement envisagées*. Une première solution avait été envisagée consistant à traiter sur la rive droite les bancs B 3-4 et B 3, sur la rive gauche les mêmes bancs, et au centre le banc B 2 en forme de caisson d'étanchéité.

La solution proposée par « Les Travaux souterrains » et adoptée par l'administration consiste à pousser le rideau sur les ailes jusqu'à la base du banc B 2, et dans la partie centrale jusqu'à la base du banc B 1.

Le tracé (voir fig. 1) comporte donc :

— une aile gauche suivant environ la ligne de niveau 175 m et se bouclant naturellement par la remontée du banc B 2 (panneaux A, B).

— une partie centrale arrêtée à la base du banc B 1 et suivant l'axe de la galerie de visite puis se raccordant aux ailes gauche et droite (panneaux C, D).

— une aile droite implantée le plus loin possible du ravin aval à la fois pour éviter les décollements et pour avoir à traiter un terrain moins fissuré, et s'appuyant sur l'écran transversal que constitue, pensait-on à l'origine, le pli-faille R. D. En effet, cet accident tectonique interrompt les bancs calcaires B 1-2-3 et les met en contact avec les couches intercalaires marno-calcaires, ce qui semble un élément favorable pour l'étanchéité ; de plus une tranchée perpendiculaire à l'accident avait montré un large remplissage argileux rouge antémioène. Mais cet aspect rassurant — en surface — ne doit pas faire oublier que de tels accidents présentent toujours à la clef de voûte anticlinale le maximum de fissuration et qu'ils sont par là même des points privilégiés recherchés pour les sondages d'eau en terrains calcaires.

C'est ce qu'a confirmé le sondage incliné S 21 qui a traversé un banc B 3 fissuré et injecté d'argile, puis la série B 2-3, fortement plissée, présentant des vides francs ou des remplissages argileux peu stables sous pression (débourrages importants notés lors des essais de perméabilité) ; le passage de la faille n'est plus marqué à la profondeur de 40 m (cote 155) que par une zone broyée de faible amplitude.

Une preuve supplémentaire du caractère relativement perméable de l'accident fut apportée par la remontée rapide du niveau aquifère des piézomètres situés au-delà de la faille lors de la grande crue de septembre 1953 (fig. 3).

On décida alors de prolonger le voile R. D. légèrement au-delà du pli-faille, se réservant de compléter ce traitement après la mise en eau si cela apparaissait nécessaire (panneau G).

c) *La méthode d'injection*. Les sondages d'injection sont inclinés vers les rives à 30° sur la verticale pour recouper le plus de fissures possibles, celles-ci étant subverticales. Leur espacement horizontal est de 4 m dans la partie centrale, de 4,50 m sur les ailes.

Le traitement a été exécuté en deux phases, la première consistant à traiter un sondage sur deux. Au cours de la 2^e phase, les absorptions ont été en moyenne 4 fois moins importantes que pendant la 1^{re}. Les injections ont été faites à pression croissante avec la profondeur (la pression étant limitée à 20 kg/cm²) et par passes descendantes de 3 m en général : le critère de la longueur de la passe à injecter était l'observation des pertes en eau à diverses pressions au cours du forage de la passe.

d) *Le produit injecté* a varié au cours des travaux. Il a d'abord été injecté du ciment pur (après injection préalable et systématique de produits chimiques pour permettre une meilleure pénétration du lait de ciment dans les plus fines fissures colmatées) : l'exécution d'un forage intermédiaire a prouvé que ce traitement était efficace, mais la quantité de ciment injecté était élevée.

On a alors incorporé au lait de ciment, 1,5 % de bentonite qui tendait à augmenter la stabilité des laits de ciment, tandis qu'on réservait l'usage du silicate pour le cas de vides importants où il aurait fallu éviter des circulations trop lointaines dues à une prise du lait de ciment très retardée par l'adjonction de bentonite.

Ce procédé délicat à employer a donné des résultats moins satisfaisants que le premier, tant au point de vue efficacité du traitement que pour la résistance mécanique des coulis ; et les éco-

nomies de ciment n'étaient pas suffisamment substantielles pour faire admettre ce produit.

Pour éviter les injections trop considérables de ciment aux approches de la faille R. D., on a essayé d'incorporer un *filler* argileux prélevé

à 12 km de Mechra-Homadi (argile rouge antépliocène). La plage d'injectabilité et les caractéristiques physiques des différents mélanges possibles sont représentés sur le graphique triangulaire (fig. 5), à la suite d'essais effectués par le

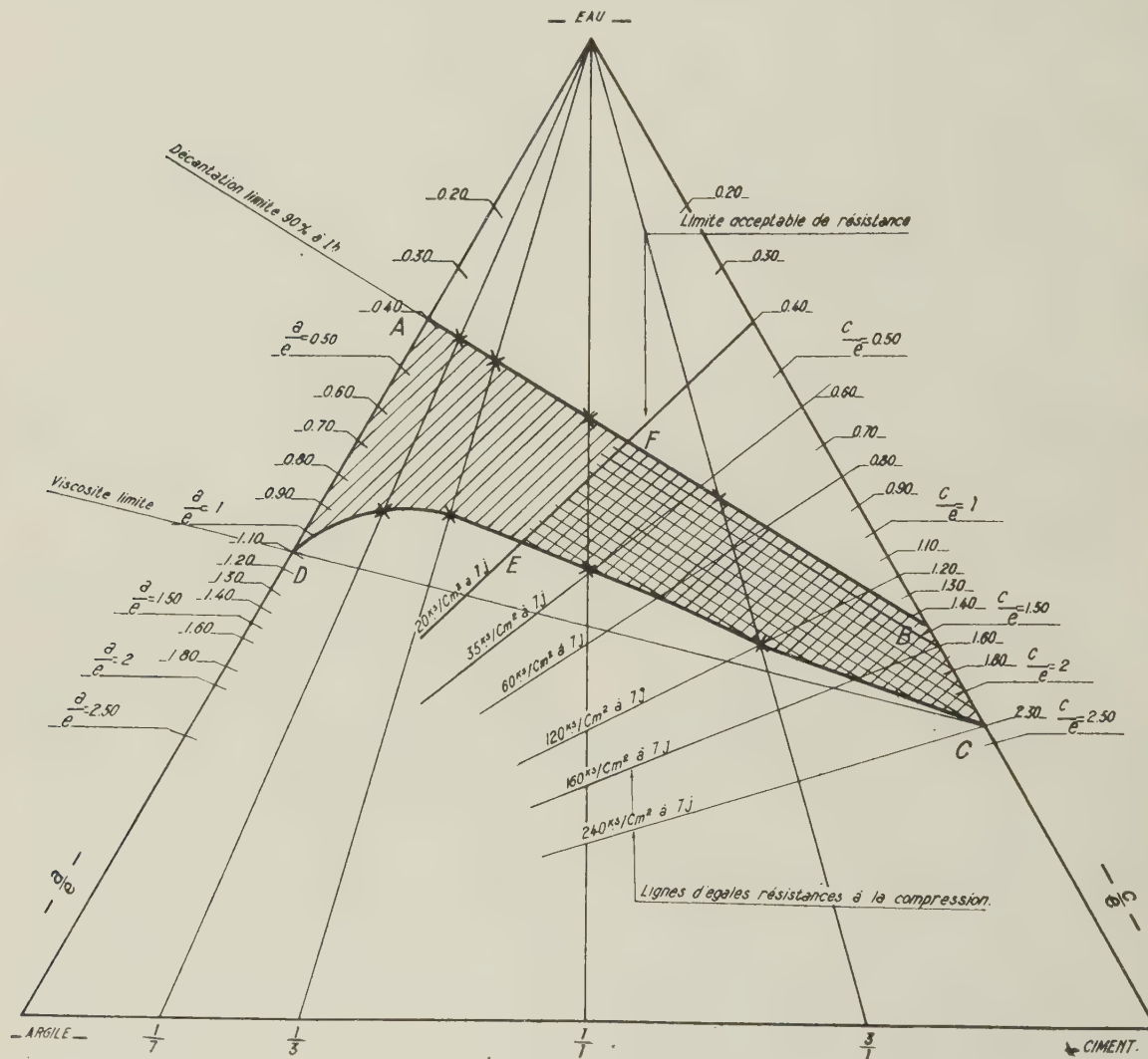


Fig. 5. — Plage d'injectabilité des mélanges argile-ciment d'après des essais effectués au laboratoire des Travaux publics de Mechra-Homadi.

laboratoire des Travaux publics de Mechra-Homadi. Mais l'hétérogénéité de ce produit et la présence de gypse ont rendu très difficile l'incorporation de l'argile par voie humide au lait de ciment malgré l'adjonction d'une quantité variable de bentonite.

L'injection commençait avec un produit où

le rapport $\frac{c}{e}$ variait progressivement de 0,3 à 0,7 puis l'on passait à un produit mixte argile-ciment où le $\frac{c+a}{e}$ variait de 0,6 à 1,1. Enfin, si la pression d'injection de la passe (déterminée

par la profondeur) n'était pas atteinte, on introduisait du sable suivant un rapport $\frac{c + a + s}{e}$ qui variait de 1,1 à 1,5.

Les résultats ont conduit à une bonne résistance mécanique du produit injecté, et à une économie certaine de ciment bien que les circulations des mélanges aient été importantes. C'est donc surtout pour des raisons de technique d'injection que ce produit a été abandonné.

Pour la dernière partie du voile R. D. et pour le reste du rideau, on a opéré avec un produit composé d'une suspension de bentonite (à 3,6 %) et de quantités croissantes de ciment et même de sable (pour des pertes supérieures à 120 l/m).

e) *Les résultats* (voir coupe 2, fig. 2). Au total et en moyenne il a été injecté 142 kg de produits au m² de rideau dont 112 de ciment, 26 de matières inertes et 4 de produits chimiques.

B 3-4	B 3	B 2-3
287 kg/m ²	272 kg/m ²	150 kg/m ²
B 2	B 1-2	B 1
145 kg/m ²	17 kg/m ²	18 kg/m ²

TABL. 2. — Absorptions des bancs calcaires B 1 à B 4.

Pour le traitement du principal panneau, en rive droite — F — on arrive aux chiffres relativement élevés, de 782 kg de produits injectés au mètre linéaire de forage, soit 226 kg au mètre carré traité (dont 75 % de ciment).

Les absorptions ont été croissantes en allant vers le pli-faille, avec intercalations d'une zone presque étanche avant le maximum d'absorptions dans la zone de l'accident (panneau G = 720 kg/m²).

Les autres parties du rideau (sous le barrage et en R. G.) présentent toutes des absorptions moyennes beaucoup moins élevées, inférieures en moyenne à 100 kg/m², et descendant même pour le panneau C (B 2, B 1-2, B 1) à 15 kg/m².

Tous ces chiffres peuvent paraître élevés, si on les rapproche des absorptions moyennes constatées sur d'autres barrages construits en pays calcaires ou dolomitiques (Castillon 150 kg/m²,

Salto 160 kg/m², Génissiat 28 kg/m²). Ils montrent en tous cas que l'intercalation de niveaux marno-calcaires n'est pas l'élément déterminant dans l'étanchéité d'un terrain : des calcaires compacts sont parfois moins perméables que les séries de Mechra-Homadi pour lesquelles la morphologie (étroitesse de l'éperon R. D.) et la tectonique (pli-faille R. D.) ont joué un rôle majeur.

Les absorptions au mètre carré diminuent avec la profondeur, mais surtout en passant d'un banc calcaire aux alternances marno-calcaires sous-jacentes (voir fig. 4 B).

La vérification de l'efficacité de ce rideau a été effectuée :

1) par plusieurs sondages de contrôle, qui se sont révélés étanches, à part quelques pertes dans la zone des alternances supérieures dites B 3-4, où la charge à retenue pleine est d'ailleurs minime.

2) d'autre part le contrôle des circulations qui aurait pu s'établir après la mise en eau a été opéré par l'observation de 18 piézomètres placés en amont et en aval du rideau et intéressant, par paires, chacun des bancs calcaires traités. Ce réseau de piézomètres avait surtout pour but d'observer des contournements éventuels du rideau et le rôle hydrologique du pli-faille rive droite, dans le but de prévoir des travaux complémentaires éventuels. Les résurgences visibles observées 2 mois après la fin de la mise en eau n'étaient que de 2 l/sec. environ : plus de la moitié peut s'expliquer par les effets de l'excavation de la prise d'eau R. G. dont les fouilles ont été faites à l'explosif après l'exécution du voile et à proximité immédiate de celui-ci.

Les piézomètres situés immédiatement à l'aval du voile montrent que celui-ci crée des pertes de charge variables suivant les points, mais ayant pour effet d'abaisser le niveau hydrostatique en dessous de la cote 146, rendant ainsi les résurgences proches pratiquement impossibles.

Pour éviter à l'aval du voile au large, d'une part certaines sous-pressions, d'autre part les altérations des bancs marneux que ne manqueraient pas de produire les alternances d'humidification et de dessiccation, en cas d'étanchéité non absolue du rideau de cimentation, un réseau de 72 drains (2 220 m de sondages) avait été prévu. Les observations à la mise en eau n'ont pas justifié ces craintes, et devant les excellents résultats obtenus il a été décidé de ne pas exécuter ce réseau de drainage.

Bibliographie.

- AUROUZE G. et BIZON J. J. (1955). — Sur la présence de Spirocyclines dans le Portlandien du bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (6), V, p. 51-54, pl. I b.
- GENTIL L. (1903). — Esquisse géologique du massif des Beni-Snassen. *Ibid.*, (4), VIII, p. 391-417.
- MOLIN P. (1955). — La plaine des Triffa. *Rev. Travaux*, févr., p. 20.
- MONITION L. (1954). — Observations tectoniques nouvelles dans la région de Mechra Klila (Basse-Moulouya). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. VIII (*Notes et Mém.*, n° 120), p. 11-17.
- (1958). — Étude géologique de la région de Mechra Klila (Basse-Moulouya). Application à l'étude d'un projet de barrage (voir la postface, p. 87-89). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 140.
- MONGIN D. et MONITION L. (1952). — Nouvelles observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Jurassique supérieur de Mechra Klila (Basse-Moulouya). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. VI (*Notes et Mém.*, n° 95), p. 135-160.
- RUSO P. (1937). — Sur l'âge kiméridgien des assises terminales des Beni-Snassen occidentaux. *C. R. Ac. Sc.*, t. 205, p. 243.
-

L'Ordovicien supérieur et la série paléozoïque au Nord du granite de Quérigut (Pyrénées de l'Aude)

par Pierre CAVET*.

Sommaire. — Description des faciès les plus représentatifs (conglomérats, schistes « troués », roches dacitiques) de l'Ordovicien supérieur, très développé, mais resté jusqu'à présent inaperçu ; étude des variations de faciès de la série « caradocienne » et considérations relatives à sa granitisation ; précisions sur les schistes anté-caradociens, sur le Gothlandien ampéliteux, le Dévonien calcaire et le Dinantien schisto-gréseux.

Introduction.

Nos connaissances sur la stratigraphie de l'é-
troite bande paléozoïque comprise entre la limite
nord du massif granitique de Quérigut-Millas¹
et le front de la zone axiale des Pyrénées de

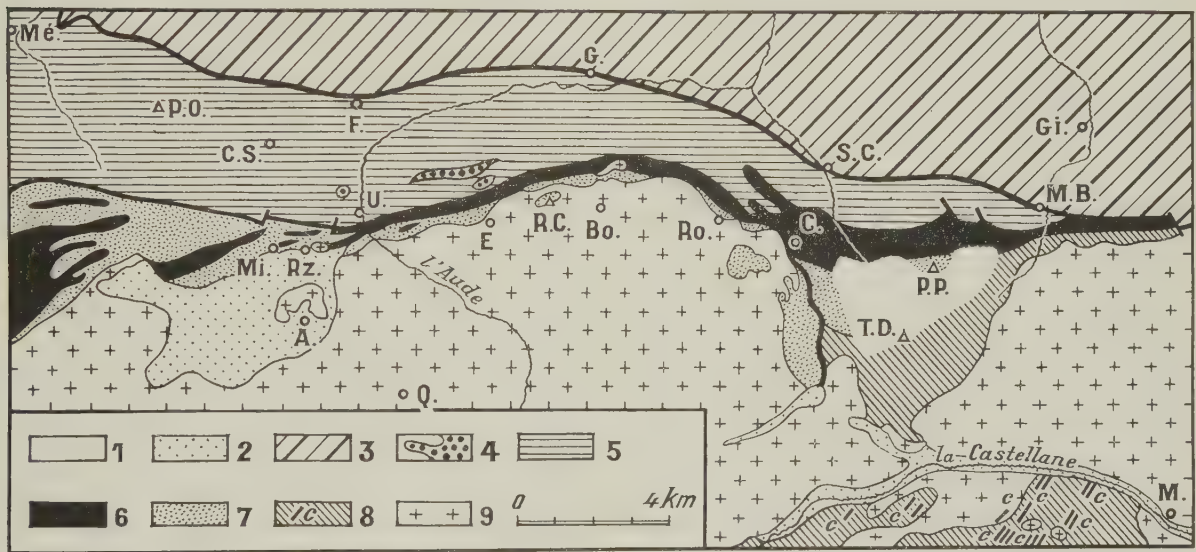


FIG. 1. — Carte schématique au 200 000^e de la zone axiale paléozoïque dans les Pyrénées de l'Aude.

1 : zones non cartographiées ; 2 : formations morainiques et fluviales ; 3 : domaine nord-pyrénéen ; 4 : couverture permo-triasique discordante de la zone axiale ; 5 : Dinantien et Dévonien ; 6 : Gothlandien (*pro parte* : Dévonien inférieur) ; 7 : Ordovicien supérieur ; 8 : Paléozoïque inférieur ; 9 : granite de Quérigut-Millas.

A : Artigues ; Bo. : Le Bousquet ; C : Cournozouls ; C. S. : Campagna-de-Sault ; E. : Escouloubre ; F. : Fontanes ; Gi. : Gincla ; G. : Gesse ; M. : Mosset ; M. B. : Montfort-sur-Boulzane ; Mi. : Mijanès ; Mé. : Merial ; P. O. : pic d'Ourthizet (1 937 m) ; P. P. : Pech Pédre (1 576 m) ; Q. : Quérigut ; Ro. : Roquefort-de-Sault ; R. C. : Roc de Casteldos (1 430 m) ; Rz. : Rouzé ; S. C. : Sainte-Colombe-sur-Guette ; T. D. : Tuc Dourmidou (1 845 m).

l'Aude résultent principalement des levés de M. Dalloni pour la seconde édition de la feuille de Quillan au 80 000^e (1938). La bibliographie antérieure se réduit à de courtes notes ou à

* Note présentée à la séance du 5 décembre 1960.

1. E. Raguin [1950] a montré que ce massif comprend deux parties séparées par un étranglement bien marqué à l'W de Mosset : massif de Quérigut et massif de Sournia-Mosset.

quelques paragraphes dispersés dans différents mémoires : M. Viguiier [1887], de Rouville et Viguiier [1889], L. Carez [1893, 1908], J. Roussel [1892, 1893, 1899, 1900, 1904], L. Bertrand [1907] et M. Dalloni [1930]. Les auteurs contemporains qui ont étudié, à la suite de Lacroix, les phénomènes de contact ou d'endomorphisme et les dislocations du granite de Quérigut dans sa partie septentrionale², s'en sont tenus à l'interprétation stratigraphique de M. Dalloni. Ainsi, dans une thèse récente sur les contacts septentrionaux de ce granite entre Rouzé et Roquefort-de-Sault, H. Struwe [1959] tient pour « corrects dans leurs grandes lignes » les contours de la carte géologique, et ne fait état d'aucun terrain antérieur au Gothlandien.

Deux campagnes de levés sur photos aériennes (1959 et 1960) m'ont conduit à une interpréta-

tion nouvelle (fig. 1), les anomalies rencontrées dans l'analyse de la série régionale tenant principalement selon moi à ce que *l'existence de l'Ordovicien supérieur avait été ici méconnue*. Mon propos est donc de faire connaître ce « Caradoc lato sensu » et de le séparer des formations paléozoïques plus anciennes et plus récentes.

Les difficultés de l'entreprise tiennent d'abord au style isoclinal extrêmement serré des plissements. Dans toute l'épaisseur de la série, les couches présentent en effet généralement des pendages très raides vers le Sud. La reconstitution des charnières est rendue délicate par la monotonie des faciès le long des coupes N-S, alors que, d'Est en Ouest, on constate au contraire d'importantes variations latérales. A ces difficultés s'ajoutent la rareté des fossiles et le grand développement des forêts sur les versants nord.

L'Ordovicien supérieur.

A) LES FACIÈS CARACTÉRISTIQUES. — 1. *Les conglomérats et quartzites blancs*. Au N du col de Garabeil, entre Escouloubre et Le Bousquet, la feuille de Quillan figure, en plein granite, une longue enclave E-W subdivisée en une bande méridionale dinantienne et une bande septentrionale dévonienne. La première se présente à distance comme un gros dyke de quartz blanc filonien formant sur environ 500 m l'arête culminante du Roc de Casteldos. Mais il s'agit, malgré les apparences, d'une formation sédimentaire détritique siliceuse.

Les surfaces exposées, blanches ou légèrement violacées, ont presque toujours un aspect bréchique ; beaucoup d'échantillons montrent d'ailleurs à la cassure des éléments anguleux et plats de quartz, pouvant atteindre 4 cm, dans un ciment quartziteux. Mais souvent la cassure ne présente plus qu'une structure homogène de quartzite blanc. Il existe aussi des passées de micropoudingues à éléments millimétriques de quartz hyalin dans un ciment argilo-gréseux rougeâtre. On observe quelques gros galets de quartzites noirs esquilleux, mais les éléments calcaires font entièrement défaut.

Ces caractères permettent d'écarter l'hypothèse d'un âge dinantien retenue par la feuille de Quillan. On le verra plus loin, les poudingues polygéniques du Carbonifère de la région sont, en effet, très différents. En revanche, les faciès et le mode de gisement des *conglomérats et quartzites blancs du Casteldos* rappellent énormément ceux des poudingues caradociens du synclinal de

Villefranche-de-Conflent (Pyrénées-Orientales), eux aussi silicifiés, et faciles à confondre avec des gros filons quartzeux [Cavet, 1957, p. 107].

Il serait trop long d'énumérer toutes les bandes analogues de conglomérats et quartzites observées entre le Pech Pédré et le col de Paillères ; seules les plus importantes ont pu être représentées ici (fig. 2). Leurs faciès restent si constants que la description donnée à propos des affleurements du Casteldos, enclavés dans le granite de Quérigut, conviendrait aussi bien, par exemple, à ceux de Counozouls (au contact de ce granite) ou du Pech Pédré (à plus de 3 km du massif de Quérigut et à 2,5 km du massif de Sournia-Mosset). Hors du granite, ces roches nettement stratifiées forment des intercalations lenticulaires, plus ou moins régulièrement alignées, au sein d'un complexe sédimentaire qui sera décrit plus loin.

Leur puissance, qui peut atteindre jusqu'à une trentaine de mètres (Roc de Casteldos, 400 m SE de Counozouls), varie en général entre 1 et 5 m. Certaines bandes ont pu être suivies en direction sur 1 800 m (S du Bousquet), ce chiffre paraissant représenter un maximum. La répétition de ces intercalations le long des coupes S-N peut être seulement d'ordre tectonique, mais il s'agit en bien des cas d'une disposition stratigraphique originelle. Il résulte de tous ces faits que l'on ne se trouve pas en présence de formations de base, mais de *dépôts intraformationnels*. Cette conclu-

2. Références bibliographiques in H. Struwe [1959].

sion rejoint celle que j'ai émise en 1957 à propos des poudingues caradociens du Conflent.

L'origine sédimentaire de la formation détritico du Casteldos ayant été admise par la feuille de Quillan, il est un peu surprenant que ce document ait été interprété comme simples filons de quartz des affleurements en tous points identiques et ne présentant par ailleurs que des analogies très superficielles avec des quartz purement hydrothermaux ou éruptifs (550 m SE d'Escou-

loubre, 1 km S du Bousquet, SSE de Cournozouls)³. G. Mathieu [1950] a signalé des confusions semblables dans les zones métamorphiques de la Vendée armoricaine où certains « filons de quartz » correspondent en fait à des bandes sédimentaires anciennes de poudingues et quartzites ordoviciens.

La silicification des conglomérats et quartzites caradociens de la partie orientale de la zone axiale pyrénéenne ne paraît liée ni au métamorphisme

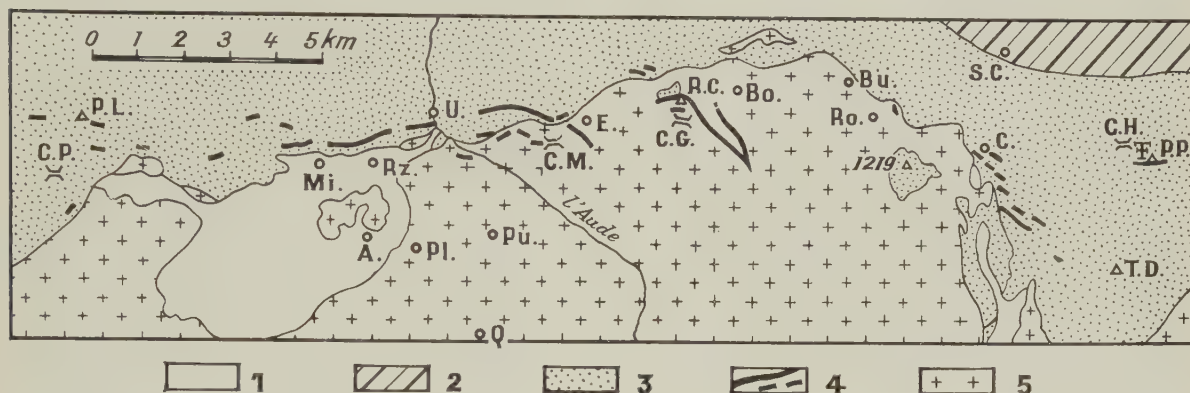


FIG. 2. — Carte schématique au 160 000° montrant la répartition des poudingues et quartzites caradociens.

1 : formations morainiques et fluviales ; 2 : domaine nord-pyrénéen ; 3 : Paléozoïque de la zone axiale ; 4 : principaux bancs de conglomérats et quartzites blancs de l'Ordovicien supérieur ; 5 : granite de Quérigut.

A. : Artigues ; Bo. : Le Bousquet ; Bu. : Buillac ; C. : Cournozouls ; C. G. : col de Garabeil ; C. H. : col de l'Hommet ; C. M. : col des Moulis ; C. P. : col de Paillères ; E. : Escouloubre ; Mi. : Mijanès ; P. L. : pic de Lafajole ; P. P. : Pech Pédre ; Q. : Quérigut ; R. C. : Roc de Casteldos ; Ro. : Roquefort-de-Sault ; R.z. : Rouzé ; T. D. : Tuc Dourmidou ; S. C. : Sainte-Colombe-sur-Guette.

général, ni à la granitisation ; elle serait la conséquence d'un simple phénomène d'exsudation du quartz à partir de formations exclusivement siliceuses. Il ne s'ensuit pas que ces dernières aient complètement échappé à la granitisation. Il est assez fréquent, au contraire, d'y rencontrer en plein granite des passées de micropoudingues non pas silicifiées, mais intensément feldspathisées. Ainsi, la route montant du Bousquet au col de Garabeil recoupe à plusieurs reprises deux minces bandes de conglomérats et quartzites noyées dans le granite. Une liaison par continuité entre la plus occidentale et la « barre quartzreuse », WSW-ENE, du Casteldos est suggérée dans la topographie par l'intermédiaire d'une arête rocheuse WNW-ESE ; celle-ci présente l'altération en boules, donnant ainsi, à distance, l'impression d'être constituée par du granite normal. La roche est effectivement très feldspathique, mais l'aspect nettement clastique de ses quartz l'oppose aux granites voisins dont elle diffère encore par l'absence de biotite et de

hornblende et par une arénisation plus poussée. Il s'agirait d'un faciès d'endomorphisme dérivant de micropoudingues à ciment argileux. Cette hypothèse a paru vraisemblable à M. E. Raguin, à qui j'ai montré cet affleurement à l'occasion d'une course commune ; elle est confirmée par la conservation, dans la zone feldspathisée, de minces passées à faciès de brèche quartzreuse et de quartzites blancs.

2. *Les schistes ou calcaires « troués »*. Dans les Pyrénées-Orientales, l'âge ordovicien supérieur des poudingues siliceux du synclinal de Villefranche-de-Conflent découle avec certitude de leurs alternances plusieurs fois répétées avec une formation bien caractéristique, les « schistes troués » à faune ashgillienne [Cavet, 1957, p. 107]. Or mes observations dans les Pyrénées de l'Aude

3. L'origine sédimentaire des conglomérats et quartzites blancs visibles sur la route de Rouzé à 700 m SW des Bains d'Usson n'a pas échappé à H. Struwe [1958, p. 243] ; mais il y a vu des intercalations dans des calcaires dévoniens.

m'ont montré partout, en association plus ou moins étroite avec les conglomérats et quartzites blancs, des faciès schisteux ou calcaireux finement troués et identiques à la « grauwacke »⁴ ashgillienne. L'origine organique des perforations ne fait aucun doute, mais un seul gisement m'a livré des fossiles identifiables.

Ce gisement est situé à 3 500 m E de Counozouls, entre le col de l'Hommet et le Pech Pédré, à 350 m NW de ce dernier sommet, soit à distance suffisante des massifs granitiques pour que le métamorphisme de contact n'ait pu se manifester ($x = 594, 35$; $y = 48,950$; $z = 1480$?). En partant de la longue barre de brèche quartzeuse qui forme l'arête culminante du Pech Pédré, et en longeant vers le Nord-Ouest la lisière du bois de Lorry, on traverse sur 500 m une série principalement schisteuse d'un gris-verdâtre, avec minces intercalations de quartzites gris. Tout cet ensemble plonge au Sud sous des angles voisins de 60 et 70°; mais il s'agit d'une superposition inverse : en poursuivant la course vers le Nord-Ouest on recouperait successivement, toujours avec pendages sud, les ampélites du Gothlandien et les calcaires dévonien. Les schistes contiennent de nombreuses passées fossilifères, finement gréseuses et micacées, peu fissiles, bleutées sur les cassures fraîches. Les surfaces exposées montrent d'innombrables petites cavités sinueuses, remplies d'une argile brunâtre, couchées selon les plans de stratification, et responsables de l'aspect « troué » des cassures perpendiculaires à cette direction. J'ai récolté ici des Bryozoaires parfaitement reconnaissables; certains pourraient appartenir au genre *Eridotrypa* ULRICH, connu dans l'Ashgillien du Conflent [Cavet, 1957, p. 132]. On sait d'ailleurs que les Bryozoaires constituent le fond de la faune néritique ashgillienne dans toute la province pyrénéenne [Cavet, 1957, p. 183]. Toutefois je n'ai recueilli ici aucune empreinte pouvant être rapportée avec certitude à des Brachiopodes ou des Cystoïdes.

A l'W de Counozouls, les formations trouées ont généralement un faciès plus calcaireux et sont par ailleurs plus irrégulièrement développées, leurs dimensions pouvant n'être plus que d'ordre décimétrique.

3. *Les sills volcaniques*. Entre le Roc de Casteldos et le col de Paillères, l'Ordovicien supérieur, déjà bien caractérisé par ses faciès « troués » et ses conglomérats et quartzites, contient en outre, en assez grand nombre, des petits sills de dimensions métriques, constitués par une roche éruptive à grain fin, d'un gris verdâtre, jaunâtre par altération, et restant reconnaissable même en

enclaves dans le granite. L'étude pétrographique en a été faite par M. E. Raguin, à qui j'exprime ici toute ma gratitude. Si l'on se trouvait en présence d'aprites émanées du granite voisin, la roche serait plus fraîche et plus quartzeuse; elle contiendrait des feldspaths potassiques et ne montrerait qu'un temps de cristallisation. Or on observe de rares phénocristaux de plagioclases séricitisés et de quartz, dans une mésostase microgrenue, essentiellement formée de prismes d'amphibole, de tablettes de plagioclases et d'un peu de quartz. Il s'agit en définitive d'une *roche volcanique dacitique très altérée*.

Un rapprochement s'impose avec la « porphyrite des Aspres », à tendance dacitique, interstratifiée dans l'Ashgillien fossilifère des avant-monts orientaux du Canigou [Cavet, 1957, p. 83]. Ces observations nouvelles complètent le dossier du volcanisme « calédonien » dans la province pyrénéenne : Montagne Noire [Gèze, 1960], massif de Mouthoumet [Durand Delga et Gèze, 1956] Pyrénées franco-espagnole [Cavet, 1957, p. 184; Destombes, 1958; Hupé, 1951; Raguin, 1946 a et b; Schmidt, 1931].

B) LA SÉRIE CARADOCIENNE ET SES VARIATIONS DE FACIÈS. — 1. *Le Caradoc schisteux de la région orientale (SE et E de Counozouls)*. L'Ordovicien supérieur peut être étudié dans de bonnes conditions sur la rive droite de l'Aiguette, immédiatement au S et au SE de Counozouls. Sa largeur d'affleurement dépasse 1 km, mais il y a lieu de faire intervenir ici des répétitions tectoniques. La série rappelle beaucoup celle du Pech Pédré; ici encore, elle succède vers le Sud, toujours en superposition inverse, à des schistes ampéliteux gothlandiens. Il s'agit de schistes gris et kaki, finement gréseux et peu fissiles, tachetés au voisinage du granite. Ces schistes admettent quelques belles intercalations de conglomérats et quartzites blancs, à proximité desquelles ils présentent le faciès troué sur des épaisseurs de 10 à 15 m.

2. *Le Caradoc de la région centrale (entre Counozouls et Usson-les-Bains)*. Les nombreux bancs de conglomérats et quartzites blancs conservés en enclaves dans le granite de Quérigut permettent de considérer ce dernier comme intrusif, dans sa zone de bordure septentrionale, au sein d'un matériel sédimentaire d'âge principalement ordovicien supérieur. Les faciès schisteux ont dû jouer un rôle important dans ce matériel, mais la granitisation n'en a respecté que de très

4. Il s'agit évidemment de « grauwackes de décalcification », au sens précisé récemment par J. Jung [1958].

minces passées, à l'état de cornéennes kaki, le plus souvent étroitement associées aux formations détritiques.

La répartition cartographique de ces conglomérats dans le granite et hors de ses limites conduit, en outre, à rapporter à la série carado-cienne granitisée d'énormes enclaves calcaires, rattachées jusqu'à présent sans preuves au Dévonien.

Une de ces enclaves succède en parfaite concordance vers le Nord à la barre quartzeuse du Casteldos. Elle montre, au Sud, des calcaires à très nombreuses bandes silicatées millimétriques, présentant parfois le faciès « troué ». Vers le Nord ces calcaires passent à des cipolins gris et blancs bien lités, assez riches en « chailles » de toutes dimensions, et rappelant les calcaires eiféliens.

La grosse enclave de la cote 1219, au S de Roquefort, est constituée par les mêmes cipolins, associés à des faciès marneux, plus sombres et souvent « tuyautés ».

En bordure orientale du massif de Quérigut, ce sont des faciès identiques qui constituent la longue bande calcaire traversée presque en direction du Nord au Sud par la route du col de Jau entre Counozouls et La Moulinasse. On y relève des directions NNE-SSW et des pendages WNW très uniformes. Ces calcaires se raccordent à ceux de la cote 1219 par l'intermédiaire de petites enclaves discontinues ; un autre jalon est représenté par des faciès basiques d'endomorphisme (diorites très mélanocrates), déjà signalées au Prat del Rey par E. Raguin [1933]. Vers l'Est, la bande calcaire recouvre tectoniquement l'Ordovicien schisteux, orienté NW-SE, suivant un contact anormal approximativement N-S.

Au N du granite, je rapporte également au

Caradoc des marbres roux dolomitiques, largement grenus, et des calcaires gris à bandes silicatées centimétriques, très régulières, de teinte très claire. Ces formations sont bien visibles à la sortie est de Roquefort et à la sortie nord d'Escouloubre.

3. *Le Caradoc de la région occidentale (entre Usson-les-Bains et le col de Paillères).* En bordure septentrionale du massif de Quérigut, partiellement masqué sous de puissants dépôts morainiques, l'Ordovicien supérieur présente ici une très grande extension. Il est habituellement très écrasé et se laisse par ailleurs difficilement séparer du Gothlandien qui forme des replis synclinaux très aigus. Cette série carado-cienne, dont la puissance atteindrait 1 000 m, compte tenu des répétitions tectoniques, est plus variée lithologiquement qu'à l'Est.

Les intercalations de conglomérats et quartzites demeurent à la fois fréquentes et typiques, ainsi que les sills volcaniques, ces derniers atteignant, semble-t-il, la base du Gothlandien carburé. Des passées à faciès « troué » sont visibles un peu partout ; au Roc de la Pinouse (2,5 km WNW de Mijanès), en association très intime avec des schistes troués et des conglomérats quartzeux, j'ai observé de minces intercalations d'un grès en plaquettes, assez grossier et jaunâtre.

Les schistes sont certainement bien représentés dans la série, mais ils affleurent peu, de sorte que le rôle essentiel paraît joué par des quartzites gris ou noirs en gros bancs et surtout par des faciès calcaires : marbres roux dolomitiques, « barégiennes » à minces lits clairs silicatés et plus ou moins contournés, calcaires argileux sombres et « tuyautés ».

Le Paléozoïque inférieur.

Les formations antécarado-ciennes, azoïques et principalement schisteuses, ne se laissent pas séparer ici du Paléozoïque supérieur fossilifère avec la même netteté que dans les Pyrénées-Orientales.

Des considérations géométriques permettent cependant de leur rapporter, entre les massifs granitiques de Quérigut et de Mosset, la majeure partie du territoire de la « Montagne Rase », qui culmine au Tuc Dourmidou. Cette région, particulièrement monotone, est formée de schistes plus ou moins séréciteux, parfois graphiteux, avec minces intercalations de quartzites gris, représentant probablement l'Ordovicien inférieur.

A l'E du Pech Pédré, dans les schistes antégothlandiens visibles en bordure du granite de

Sournia-Mosset, je n'ai plus rencontré de passées « trouées », ni d'intercalations conglomératiques : ou bien le Caradoc a été ici supprimé mécaniquement, ou bien il se trouve englobé, sous des faciès indifférenciés, dans un Ordovicien *lato sensu*.

Au S de la Castellane, on observe un grand développement de cornéennes schisteuses, renfermant, en assez grand nombre, de minces intercalations continues de cipolins zonés et de marbres blancs dolomitiques. Comme je l'ai indiqué dans ma thèse [1957, p. 47], il s'agirait de la « série de Canaveilles », rapportée hypothétiquement au Cambrien. Cette opinion est également celle de A. Autran et G. Guitard [1957].

Les formations post-ordoviciennes.

La découverte de l'*Ordovicien supérieur* dans les Pyrénées de l'Aude conduit à d'importantes modifications dans l'interprétation cartographique proposée par la feuille de Quillan pour les formations d'âge paléozoïque supérieur. Cette remarque vaut surtout pour la zone située immédiatement en bordure septentrionale du massif de Quérigut proprement dit, où les affleurements caradociens avaient été rapportés au Dévonien calcaire, voire — entre Rouzé et le col de Paillères — au Dinantien schisteux et conglomératique. Mais une fois ces rectifications faites, il reste peu à dire des terrains primaires post-caradociens dont la composition et les faciès ne présentent plus rien d'aberrant dans le cadre de la partie orientale de la zone axiale pyrénéenne.

Dans le *Gothlandien*, on relève d'importantes variations de faciès et d'épaisseur. A l'Est, il est représenté par des schistes ampéliteux et pyriteux azoïques, renfermant à leur partie supérieure, entre Cunozeuls et Montfort, de nombreuses et grosses lentilles de calcaires roux argileux encrinétiques. Tout à fait à l'Ouest, les faciès schisteux « carburés » sont également très développés aux environs du col de Paillères. Mais dans la majeure partie du territoire étudié, les formations ampéliteuses, schisteuses ou calcaires, localement encrinétiques (NE de Mijanès), ne jouent plus qu'un rôle accessoire, et il devient alors très difficile de séparer le Gothlandien du Caradoc et du Dévonien inférieur. Ajoutons qu'entre Rouzé et le col de Paillères, ce Silurien supérieur contient de minces bancs de « phtanites » noirs, faciles à confondre avec les « lydiennes » du Dinantien, mais connus à ce niveau dans les Pyrénées-Orientales [Cavet, 1957, p. 113].

Le *Dévonien inférieur* présente, au moins localement (revers sud de la montagne de Crabixa, entre Sainte-Colombe et Montfort), le faciès de calcaires encrinétiques en très minces plaquettes. Il est surmonté par des « calcaires à chailles et à Polypiers siliceux », en bancs réguliers de 30 à 50 cm, fossilifères à 250 m W du col de Galloungs (2 km NE d'Escouloubre). Ils m'ont livré, en ce point, de grosses tiges de Crinoïdes, quelques mauvaises empreintes de Brachiopodes, et de nom-

breuses colonies silicifiées de *Favosites*, dont *F. styriaca* PENECKE. Cette formation, bien connue dans la Montagne Noire et les Pyrénées-Orientales [Cavet et Pillet, 1958], correspond à un Eifélien *lato sensu*. Mais la masse principale du *Dévonien moyen* serait constituée par des calcaires gris plus massifs et souvent dolomitiques. Quant au *Dévonien supérieur*, très développé ici, il est formé de calcaires assez variés, généralement bien lités, alternant avec des calcschistes. L'âge de ce complexe est attesté par de nombreuses passées lenticulaires de calcaires noduleux versicolores, à faciès « griotte », particulièrement riches en Goniates, d'ailleurs indéterminables, à l'W de Campagna-de-Sault.

Le *Dinantien* débute par un ou deux bancs décimétriques de lydiennes noires, accompagnées, au moins en un point (1 km NNW d'Escouloubre), par des schistes à petits nodules phosphatés. Au-dessus, sur au moins 1 500 m, règne le faciès « culm » habituel de la province pyrénéenne : schistes bleus ou gris, souvent ardoisiers, à intercalations de grès argileux assez grossiers et jaunâtres, avec puissantes lentilles de poudingues polygéniques. Ces poudingues, fréquemment caverneux, sont à ciment argilo-gréseux. Ils renferment des galets bien roulés, parfois décimétriques, de quartz filonien et de quartzites, ainsi que des éléments anguleux de lydiennes et de calcaires dévoniens ; H. Struwe [1958] dit même y avoir observé des galets gneissiques, granitiques et rhyolitiques. En l'absence du précieux repère constitué par les lydiennes, on peut hésiter à rapporter certains calcschistes jaunâtres au Dévonien supérieur ou au Dinantien. La présence de bancs calcaires continus au sein de ce complexe schisto-gréseux n'a pu encore être établie avec certitude. Ce « Culm » est au moins en partie d'origine marine. J'y ai découvert, en effet, à 600 m WSW de Sainte-Colombe-sur-Guette, un horizon de schistes calcareux décalcifiés pétris de tiges d'Encrines. Au même point, de gros nodules, formés d'un calcaire noir à grain très fin et emballés dans des schistes bleus, m'ont également livré de grosses sections spathiques d'entroques. Quant au *Westphalien* et au *Stéphalien*, ils font certainement défaut dans la région.

Bibliographie.

- AUTRAN A. et GUITARD G. (1957). — Sur le granite de Mont-Louis. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 245-270.
- BERTRAND L. (1902). — Carte géologique au millionième de la partie orientale des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XIII, n° 91.
- (1904). — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. *Ibid.*, t. XVII, n° 118, pp. 10 et 170.
- CARFZ L. (1892). — Composition et structure des Corbières et de la région adjacente des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (3), XX, p. 470-506.
- (1908). — La géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*, fasc. 5.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 254 (1959).
- CAVET P. et PILLET J. (1958). — Les Trilobites des calcaires à Polypiers siliceux du synclinal de Villefranche-de-Conflent (Pyr.-Or.). *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 21-37.
- DALLONI M. (1930). — Révision de la feuille de Quillan. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXIV, n° 77, p. 150.
- DESTOMBES J. P. (1958). — Sur un mode tectonique particulier des formations ordoviciennes de la mine de Bentaillou (Ariège). *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 108.
- DURAND DELGA M. et GÈZE B. (1956). — Les venues éruptives de la Camp, près de Félines-Termenès (massif de Mouthoumet, Aude). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 268.
- GÈZE B. (1960). — Sur l'importance du volcanisme calédonien dans le versant méridional de la Montagne Noire. *Ibid.*, p. 116.
- HUPÉ P. (1951). — Sur l'existence de conglomérats dans le socle métamorphique de la Bigorre. *Ibid.*, p. 253.
- JUNG J. (1958). — Précis de Pétrographie, p. 81. Paris, Masson.
- MATHIEU G. (1950). — Des relations structurales entre les Mauges et la Gâtine. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVIII, n° 229, p. 91-99.
- RAGUIN E. (1933). — Révision des feuilles de Quillan et Foix. *Ibid.*, t. XXXVIII, n° 190, p. 171-178.
- (1946 a). — Les roches éruptives du Val de Burat, près Marignac. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 315.
- (1946 b). — Découvertes de roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées centrales. *C. R. Ac. Sc.*, t. 223, p. 816.
- (1950). — Observations nouvelles sur le granite de Quérigut (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXXXV, p. 266-269.
- ROUSSEL J. (1892). — Note sur le Primaire de Campagna-de-Sault. *B. S. G. F.*, (3), XX, p. 536-539.
- (1893). — Étude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. V, n° 35 (1893-1894), p. 83-88.
- (1899). — Révision des feuilles de Foix et Quillan. *Ibid.*, t. X, n° 69, p. 84-85.
- (1900). — Contribution à l'étude géologique des Pyrénées. *Ibid.*, t. XI, n° 74.
- ROUVILLE P. G. et VIGUIER M. (1889). — Explication de la carte géologique de l'Aude. Montpellier, Ch. Boehm.
- SCHMIDT H. (1931). — Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, Bd III, H. 5.
- STRUWE H. (1958). — Data on the mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact of the Quérigut-granite (French Pyrenees). *Leidsche geol. Med.*, D. 22, p. 225-234.
- VIGUIER M. (1887). — Études géologiques sur le département de l'Aude. Thèse, Paris, Grollier et Fils.

Observations.

M. E. RAGUIN. L'importance des découvertes stratigraphiques de M. Cavet est à souligner. Les formations calcaires encadrant le granite de Quérigut, ou enclavées dans ce massif, étaient attribuées uniformément au Dévonien. On sait maintenant qu'elles se rapportent au Nord au Caradoc, et au Sud à la série de Canaveilles (Cambrien ?) d'après les résultats obtenus récemment par MM. Guitard et Autran. Les résultats de si grands changements apparaîtront très certainement dans des travaux ultérieurs.

M. M. DURAND DELGA, très intéressé par les résultats obtenus par M. Cavet aux abords du massif de Quérigut, souligne l'étroite analogie des faciès de l'Ordovicien supérieur de cette zone avec ceux du massif de Mouthoumet : mêmes quartzites et conglomérats à quartz, mêmes schistes troués (« grauwackes »), mêmes épanchements volcaniques. Dans les deux cas — et ailleurs (Montagne Noire, Pyrénées-Orientales) — on doit se poser la question de l'ori-

gine du quartz souvent en gros galets. Ne peut-il provenir du remaniement des quartz « d'exsudation » des schistes épimétamorphiques de l'Ordovicien plus ancien ? Et, en ce cas, le métamorphisme de ces derniers n'est-il pas antérieur à l'Ordovicien supérieur, comme dans les Kabylies ?

D'autre part, les « plis isoclinaux », sans trace de charnières, et les « coins » de sédimentaire au sein du granite de Quérigut ne correspondent-ils pas plutôt à une tectonique d'écaillés, *actuellement* verticales ? Une telle tectonique tangentielle n'a-t-elle pas été sous-estimée dans la zone axiale pyrénéenne ? Ne pourrait-elle expliquer maints faits bizarres que l'on relève dans la littérature géologique : en particulier la superposition *actuelle* de niveaux métamorphiques à des assises intactes ?

M. P. CAVET est d'accord avec M. Durand Delga en ce qui concerne l'importance du rôle joué, au front nord de la zone axiale, par la tectonique « pyrénéenne ». Mais il ne croit guère à l'intervention d'une phase de métamor-

phisme anté-caradocienne dans la province pyrénéenne. Dans les Pyrénées orientales, où les coupes sont plus claires qu'au N du Quérigut, on voit le métamorphisme régional monter jusque dans l'Ordovicien supérieur inclus voire, localement, dans le « Gothlando-Dévonien ».

M. G. GUITARD pense même que le métamorphisme général atteint le Dévonien certain et non tectonisé dans le synclinal de Villefranche-de-Conflent, plus au Sud, sur le flanc nord du massif Canigou-Carança. Ce métamorphisme est donc probablement hercynien; c'est d'ailleurs ce que semblent prouver les relations entre tectonique et métamorphisme qu'il compte envisager au cours de cette séance.

En réponse à M. Ellenberger, qui pose la question de l'âge calédonien du granite de Quérigut, M. Guitard fait remarquer que ce granite est identique aux autres granites supercrustaux qui, dans les Pyrénées centrales, transforment à leur contact du Dévonien certain. De plus, si ce granite était calédonien, il se serait mis en place en surface, puisqu'il digère le Caradoc; or il ne présente aucun caractère de granite subvolcanique. Les roches effusives acides, signalées dans le Caradoc par M. Cavet, ne sont pas liées au granite, mais sont anté-orogéniques. Enfin, le granite de Quérigut s'est mis en place postérieurement à la phase précoce des plissements hercyniens, phase qui a déterminé la formation du clivage schisteux dans le Paléozoïque supérieur.

Le problème des structures tectoniques surimposées en Guyane française

par Boris CHOUBERT *.

Sommaire. — Lignes structurales concentriques de plusieurs kilomètres de diamètre dans le Précambrien des Guyanes dont l'existence, révélée par la photographie aérienne, a été vérifiée sur le terrain.

S'agit-il uniquement des effets d'un front de granitisation dont la surface irrégulière est faite de dômes et de cuvettes, ou de la surimposition de ces derniers à une tectonique antérieure ?

Au cours des levés de la feuille géologique du Haut Kourou¹ en 1956, une étude approfondie des reliefs de la partie cristalline a été entreprise, avec l'aide des photographies aériennes.

Ainsi furent découvertes des structures concentriques pouvant être interprétées comme des dômes et des cuvettes, dans le bassin supérieur du fleuve qui traverse la région. Celle-ci est constituée par les migmatites des granites guyanais, à la formation desquelles participent les restes de l'ancienne couverture amphibolique de la série de l'île de Cayenne.

De nouvelles observations sur le terrain ont permis de constater que les directions du litage des gneiss et des migmatites étaient effectivement tournantes et épousaient les formes décelées sur les photographies.

Depuis lors des structures analogues ont été observées en de nombreux secteurs du Précambrien guyanais. On les retrouve dans les schistes de l'Orapu et du Bonidoro de la Guyane septentrionale, les terrains du Paramaca entre la haute Comté (cr. Mazin) et l'Approuague, dans les migmatites du granite guyanais, dans les parties limitrophes des bassins de la crique Beïman et de la rivière Abounamy, enfin dans les migmatites caraïbes des bassins de l'Iracoubo, de la basse Mana, de l'Oyapock et de la rive droite du moyen Approuague (Courouaïe et haut Matarony).

Les fig. 1 à 4 en donnent une idée précise. Il s'agit de motifs arrondis ou elliptiques, dont la dimension varie entre 3 et 8 km de diamètre.

Dans les régions où subsistent à la fois l'infrastructure et la superstructure métamorphiques, les lignes concentriques affectent indistinctement les deux niveaux. Ces caractères, soulignés par

les cours d'eau et le relief, sont bien visibles sur les photographies aériennes.

Deux régions sont particulièrement représentatives. La première est située dans le périmètre de la feuille d'Iracoubo : bassin de la COUNAMAMA où existent l'infra- et la superstructures ; la deuxième est celle que traverse le fleuve Oyapock, où l'infrastructure est seule représentée.

1. BASSIN DE LA COUNAMAMA. — Les levés géologiques exécutés par un ingénieur de la Carte géologique de la Guyane, M. J. P. Mazéas, ont prouvé que la granitisation caraïbe avait atteint dans ce secteur un niveau très proche de la surface topographique actuelle, aussi les migmatites et les gneiss d'une part, les schistes de l'Orapu d'autre part, y ont-ils des contours compliqués (fig. 1). On trouve souvent des roches granitiques au fond des thalwegs alors que les collines environnantes sont constituées uniquement par des schistes, en dépit d'un relief peu accusé dépassant rarement une centaine de mètres.

La superstructure est faite de schistes à série, transformés au contact du soubassement granitique en micaschistes à staurotide et grenat sur une épaisseur de 50 à 100 m.

L'infrastructure comprend des paragneiss à biotite et oligoclase, avec une proportion plus ou moins grande de microcline ayant parfois tendance à former des cristaux d'assez grande dimension.

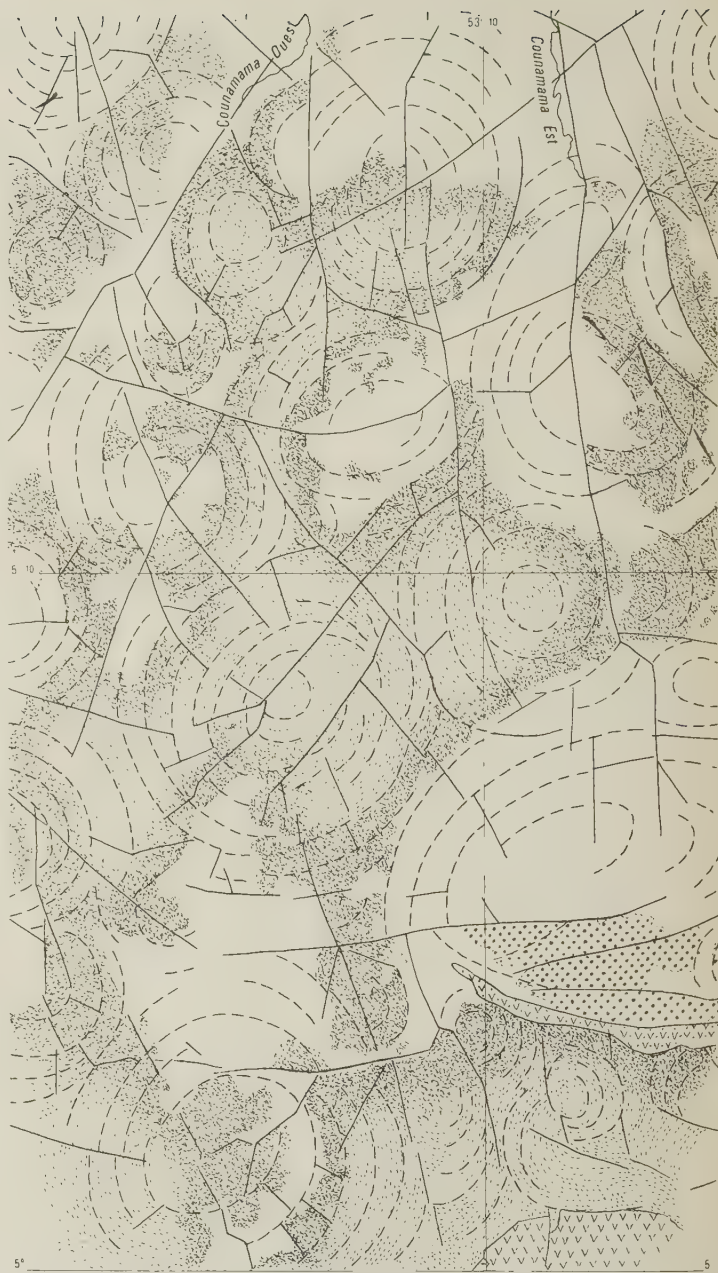
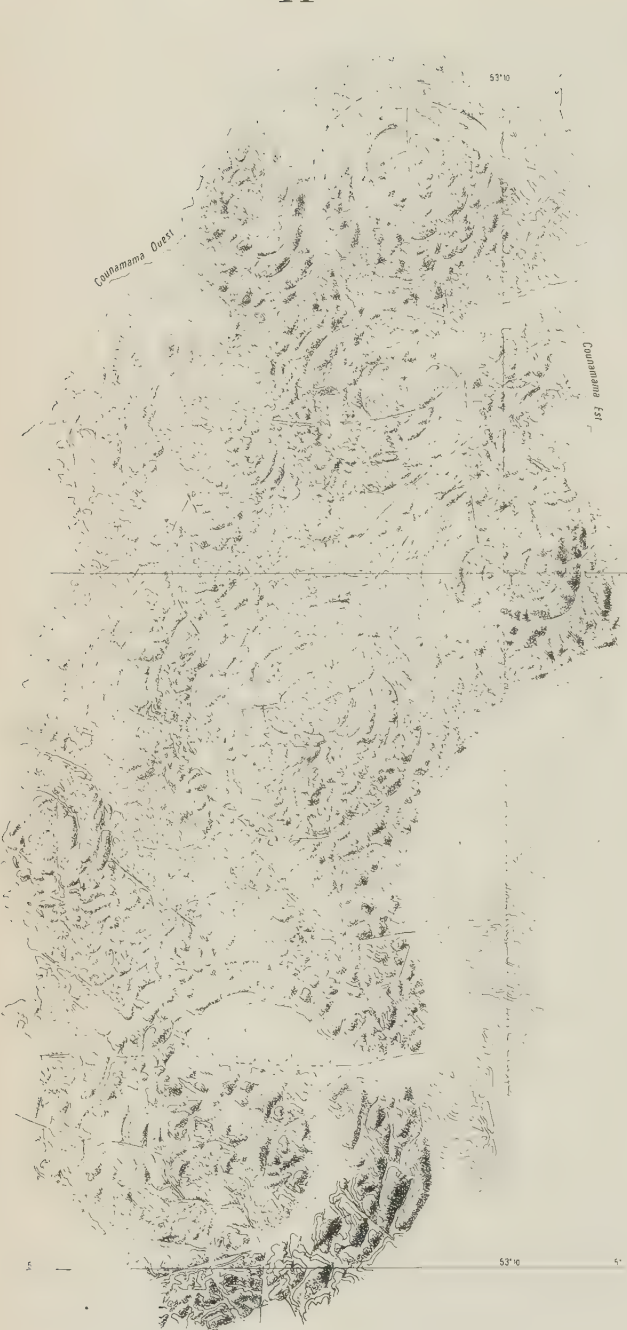
Une intense schistosité subverticale affecte les schistes de l'Orapu. Orientée NNW-ESE à NW-

* Note présentée à la séance du 5 décembre 1960.

1. Carte géologique de la Guyane, à l'échelle du 100 000^e.

A

B



ÉCHELLE 0 1 2 3 4 5 km

SÉRIE DE L'ORAPU

*Schistes à séricite**Micaschistes à Staurotide et grenat*

SÉRIE DE PARAMACA

*Roches volcaniques**Amphibolites**Paragranites et gneiss**Granites grossiers porphyroïdes* *Failles* *Lignes structurales*

FIG. 1. — Esquisses morphologique (A) et tructurale (B) d'une partie du bassin de la Counamama (Guyane française).

SE, elle masque complètement l'allure tectonique réelle. Par contre le litage des paragneiss, là où il est possible de le mesurer, suit les lignes tournautes visibles sur les photographies aériennes, avec des pendages relativement faibles.

Les coupes ci-jointes indiquent les relations entre infra- et superstructures (fig. 3, *a* et *b*). On

voit que la surface granitisée offre des bombements juxtaposés à grand rayon de courbure et que les zones synclinales sont généralement failées. C'est principalement dans ces dernières que les schistes métamorphiques de la couverture se trouvent conservés. La schistosité qui les affecte est peu sensible dans les gneiss du soubas-

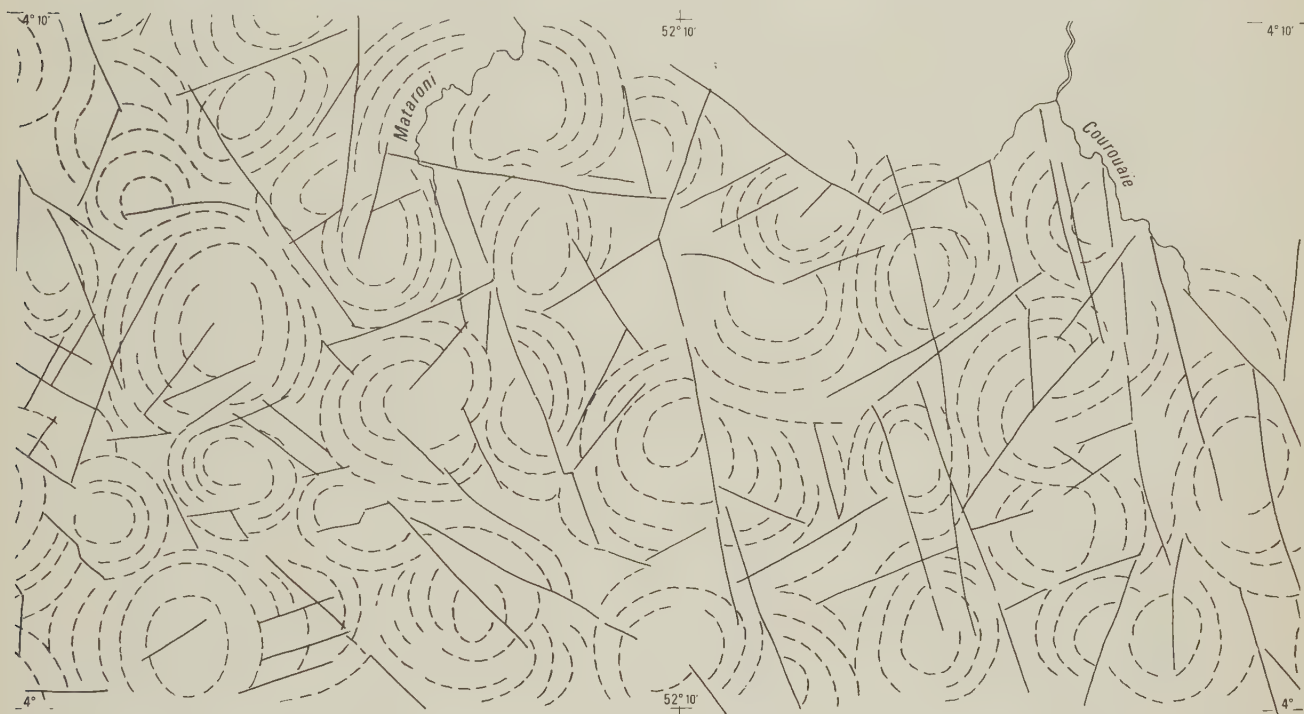


FIG. 2. — Structures concentriques dans les migmatites caraïbes des cours supérieurs du Mataroni et de la Couroua (bassin de l'Approuague, feuille de Regina au 100 000^e). Même échelle que fig. 1.

sement et ceci entraîne une disharmonie entre les deux niveaux superposés.

La direction de schistosité concorde avec les axes des plis allongés que le fleuve Mana recoupe entre Valentin et Tamanoir². Elle est par conséquent postérieure aux structures concentriques qui font l'objet de cette étude, certains ensembles tels que Tamanoir, Cœur Maroni et Salvat contenant plusieurs structures concentriques « primitives » bien reconnaissables. Deux interprétations sont donc possibles :

a) les schistes de l'Orapu étaient subhorizontaux avant la granitisation caraïbe, seule responsable de l'allure concentrique que l'on observe aujourd'hui. L'existence de directions analogues dans les gneiss de l'infrastructure serait alors imputable au caractère diapir de celles-ci, ainsi

qu'au retrait au moment du refroidissement ;

b) les schistes de l'Orapu étaient déjà affectés par des ondulations, auxquelles les bombements et cuvettes du front de migmatitisation se sont surimposés.

2. COURS DE L'OYAPOCK. — Pour élucider cette question, résumons les observations détaillées faites dans le secteur de l'Oyapock (fig. 5).

En remontant le fleuve depuis la chute de Café-Soka jusqu'aux premiers villages indiens (Ali-koto) sur une longueur de 100 km en ligne droite, on voit se succéder plusieurs zones de migmatites

2. CHOUBERT B. (1958) : Sur la tectonique et les deux granitisations successives du Précambrien terminal guyanais. Paris, Serv. Carte géol. France (Dép. Guyane).

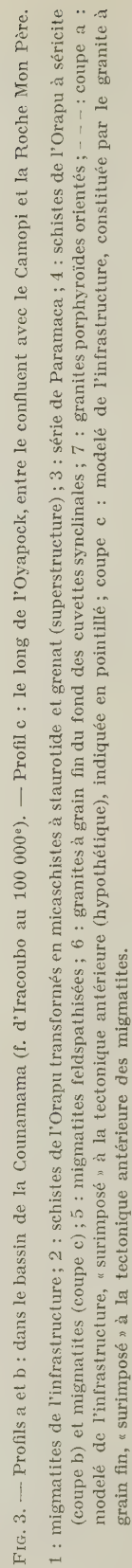


FIG. 3. — Profils a et b : dans le bassin de la Coumamama (cf. Iracoubo au 100 000'). — Profil c : le long de l'Ovapoek, entre le confluent avec le Camopi et la Roche Mon Père.

1 : migmatites de l'infrastructure ; 2 : schistes de l'Orapu transformés en micaschistes à staurolite et grenat (superstructure) ; 3 : série de Paramaca ; 4 : schistes de l'Orapu à sérénite (coupe b) et migmatites (coupe c) ; 5 : migmatites feldspathisées ; 6 : granites à grain fin du fond des cuvettes synclinales ; 7 : granites porphyroïdes orientés ; — — — : coupe a ; modélé de l'infrastructure, « surimposé » à la tectonique antérieure (hypothétique), indiquée en pointillé ; coupe c : modélé de l'infrastructure, constituée par le granite à grain fin, « surimposé » à la tectonique antérieure des migmatites.

à grain fin alternant avec des granites porphyroïdes, le passage se faisant progressivement par l'intermédiaire de roches feldspathisées³.

La composition chimique moyenne des uns et des autres est sensiblement la même, en sorte qu'on peut considérer que les granites dérivent des migmatites par recristallisation.

Des affleurements nombreux permettent d'observer l'allure tectonique de ces roches. La carte (fig. 5) montre qu'il s'agit de structures circulaires et la coupe ci-jointe en donne une interprétation (fig. 3 c).

Le litage des migmatites, bien visible à la périphérie des structures concentriques, s'atténue



FIG. 4. — Structures concentriques dans la région du partage des eaux des rivières Beïman et Abounami, dans les migmatites du granite guyanais. Même échelle que fig. 1.

progressivement vers le centre formé de granites à grain fin non orientés. Il s'agit de cuvettes, et il semble que le fond de celles-ci ait atteint le stade définitif du granite alors que la périphérie conserve encore, du point de vue de la texture, une allure gneissique.

La différence d'aspect est comparable à celle qui distingue les schistes des gneiss dans la zone de la Counamama précédemment étudiée : ici la superstructure est formée de migmatites litées et l'infrastructure de granite à grain fin. Nous dessinons donc ces derniers en dômes, surimposés à la structure en cuvette des migmatites.

Mais des dômes de migmatites existent également plus au Nord, et l'on observe dans ces secteurs des phénomènes de feldspathisation et des granites porphyroïdes orientés représentant

le terme ultime du processus. Le sommet de certains reliefs (roche Mon Père, par exemple) est formé de granites leucocrates aplitiques.

Cette disposition des faciès semble devoir être interprétée de la façon suivante (fig. 3, c) : le matériel de la partie supérieure des dômes (qui occupait nécessairement un niveau supérieur à celui des cuvettes) s'est recristallisé dans des conditions de pression relativement faible, permettant la formation de gros cristaux de feldspath (granites porphyroïdes). Par ailleurs les sommets de ces dômes, parties apicales de la surface granitisée, montrent par leur constitution leuco-

3. CHOURBET B. (1960) : Les granites précambriens des Guyanes et leur origine probable. Paris, Serv. Carte géol. France (Dép. Guyane).

crate qu'il y a eu enrichissement en feldspath, et par conséquent migration de matière.

Il s'agit vraisemblablement de deux manifestations du même phénomène de granitisation : recristallisation et apport.

En résumé, on observe, de bas en haut :

a) *recristallisation*. A la base, des granites à grain fin, sans orientation des éléments ; au-des-

sus des migmatites à grain fin, bien litées ; plus haut encore, une feldspathisation des mêmes migmatites, aboutissant à des granites porphyroïdes orientés ;

b) *apport*. Au sommet, concentration des éléments blancs avec formation de granites apliques montrant qu'en plus des simples variations de température et de pression il y a eu

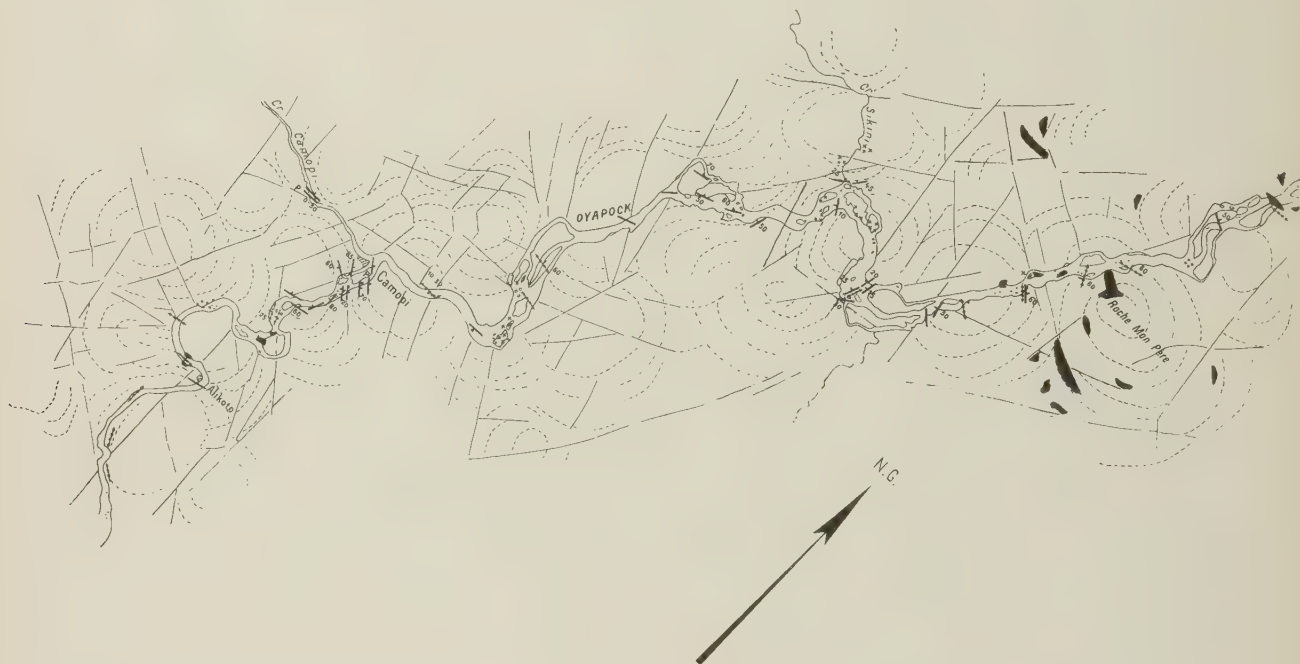


Fig. 5. — Structures concentriques le long du fleuve Oyapock, entre Alikoto (S) et Roche Mon Père (N). Même échelle que fig. 1.

Taches noires : affleurements de granite caraïbe, porphyroïde et orienté, généralement sans couverture forestière « savanes-roches » ; + + + : granite à grain fin orienté des fonds de cuvettes synclinales ; - - - : directions et pendages du litage des migmatites à grain fin ; — . — . : directions du litage des migmatites feldspathisées. Les chiffres indiquent les pendages en degrés.

migration de matière, celle-ci s'étant concentrée à la partie supérieure des dômes migmatitiques.

La présence de nombreuses failles ne permet pas d'apprécier avec exactitude les dénivellations qui ont pu exister entre les différents étages pendant la marche du processus. Les études faites en d'autres régions de la Guyane indiquent que la « couche » de granite porphyroïde atteint une épaisseur de 150 m environ. Celle des migmatites, entre granites porphyroïdes et granites à grain fin, n'est pas connue.

Les deux régions étudiées sont donc vraisemblablement les témoins d'un même événement, observé à des niveaux différents, et ceci permet, dans une certaine mesure, d'extrapoler des données recueillies en différents secteurs.

Si les schistes de la superstructure étaient déjà façonnés en cuvettes et dômes lorsque la granitisation s'est produite, celle-ci a engendré une nouvelle configuration en dômes, surimposée.

Les anciennes parties apicales du fond granitisé, caractérisées par les granites porphyroïdes, permettent de comprendre (au Cœur Maroni, par exemple) comment la montée des atomes venant des profondeurs provoquait des accumulations de feldspath en se heurtant au toit plus froid.

Peut-être découvrira-t-on un jour des secteurs où la superstructure aura gardé son allure primitive, non schistosée mais plus intensément métamorphique que ce qu'on connaît dans la Cokioko, où les schistes gardent encore une allure faiblement ondulée.

Ajoutons que, vues en plan, ces structures peuvent être parfaitement circulaires. Aucune direction privilégiée n'est visible, même si, localement, des accidents secondaires aplatissent en ellipses les formes concentriques. Cette isotropie montre clairement que les forces tangentielles n'ont joué aucun rôle dans cette tectonique. On a là un exemple de déformation due uniquement à des pressions verticales. Il semble logique de considérer ces effets comme une conséquence de la granitisation qui a affecté l'ensemble du bouclier guyanais.

S'il ne s'agissait que de cuvettes juxtaposées, on pourrait penser que le retrait du fond granitique a provoqué un réseau de cassures en damier,

plus ou moins régulier. Chaque compartiment aurait pu acquérir un litage à la fois concentrique et concave, à la suite d'un rétrécissement qui se serait produit au moment de la consolidation.

Dans ce cas les structures tectoniques surimposées ne seraient qu'une apparence. Toutefois l'existence de dômes dans les migmatites laisse croire à la possibilité d'une tectonique antérieure à la granitisation, dont l'origine reste mystérieuse ⁴.

4. Voir les feuilles au 100 000^e de la carte géologique de la Guyane (BARRUOL J. et LEENHARDT R. : Haut Kourou ; MAZÉAS J. P. : Iracoubo ; BROUWER G. C. : Régina).

Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation

par Gérard GUITARD*.

Sommaire — L'étude de la tectonique de détail dans les terrains métamorphiques des Pyrénées orientales met en évidence deux phases de mouvements au cours de l'orogénèse hercynienne. 1) Les mouvements précoces ou éocinématiques, généralisés à l'ensemble des terrains, ont été suivis dans le Canigou depuis le Dévonien jusqu'au tréfonds métamorphique : les plis et linéations correspondants sont NE-SW et parfois N-S. L'amplitude des plis décroît avec la profondeur en même temps que le style devient strictement tangentiel. Cette phase coïncide largement avec le métamorphisme général et la formation des grands massifs de gneiss œillés ou leptynitiques. La recristallisation métamorphique précède cependant les mouvements précoces. Dans le massif de l'Agly, ces mouvements ont été suivis depuis l'Ordovicien jusqu'au gneiss à hypersthène et grenat : les plis et linéations sont NNE-SSW. Dans tous les cas, la direction de linéation est parallèle à l'axe des plis et coïncide avec la direction de pression la plus faible (allongement) de l'ellipsoïde des déformations. 2) Les mouvements tardifs responsables du microplissement de la schistosité n'apparaissent qu'en des zones de mouvement, en particulier dans la « série de Canaveilles » autour du Canigou. Les plis et linéations correspondants sont généralement orientés WNW-ESE et parfois NE-SW. C'est avec ces mouvements que débutent, dans le Canigou, les phénomènes d'ultramétamorphisme (= migmatisation) et de granitisation qui se poursuivent après la fin des plissements. Dans l'Agly, par contre, la formation des migmatites est en relation avec les mouvements précoces. Dans le massif du Canigou-Carança, les mouvements précoces sont antérieurs à la tectonique en grand dont le développement semble par contre coïncider avec les plissements tardifs.

Cette note expose quelques résultats nouveaux sur la tectonique souple des formations anciennes des Pyrénées-orientales au cours de l'orogénèse

hercynienne en excluant la tectonique cassante dont on trouvera un bref aperçu ailleurs [Fontboté et Guitard, 1958].

Introduction.

L'analyse des traces de mouvements dans les roches métamorphiques ou granitiques, suivant les méthodes développées par les géologues britanniques et autrichiens depuis plus d'un demi-siècle, permet de découvrir l'existence de plusieurs phases de plissement qui se sont succédées au cours d'une même orogénèse dont l'âge hercynien peut être clairement établi. Nous étudierons les caractères de ces phases et nous essaierons de relier les événements tectoniques aux phénomènes pétrologiques majeurs (métamorphisme général, migmatisation et granitisation) en considérant deux exemples : le massif du

Canigou et de la Carança dans la zone dite « axiale », et le massif de l'Agly dans la zone dite « nord pyrénéenne » des Pyrénées orientales. Rappelons d'abord quelques traits de la géologie de ces massifs nécessaires à la compréhension de cette note.

A) MASSIF DU CANIGOUE ET DE LA CARANÇA. — A grande échelle, ce massif forme un brachyan-ticlininal dont nous analyserons ci-dessous la struc-

* Bureau de recherches géologiques et minières (Paris). Note présentée à la séance du 5 décembre 1960.

ture. Le massif est séparé en deux unités structurales par une faille NE-SW : le massif de la Carança à l'Ouest, et le massif du Canigou à l'Est. Ce dernier est fortement relevé par rapport au massif de la Carança et, de ce fait, plus entamé par l'érosion qui y met à jour la série la plus profonde de la zone axiale dont le sommet est représenté par le Dévonien et le Culm. Nous renvoyons le lecteur à notre article [1958 b] qui contient une coupe N-S à travers le massif du Canigou [fig. 4, p. 827], où l'on peut reconnaître du haut en bas de la série les trois unités majeures suivantes en concordance : 1) l'enveloppe paléozoïque, 2) les gneiss stratiformes du Canigou et de la Carança, 3) la série de Balatg apparaissant en boutonnière anticlinale au cœur du massif. Dans le massif de Carança seules les unités 1 et 2 sont accessibles à l'observation.

1) L'enveloppe est constituée par des terrains paléozoïques dont le métamorphisme croît de haut en bas depuis le Dévonien au sommet jusqu'à la « série de Canaveilles » à la base d'âge cambrien probable [Cavet, 1951, 1957]. Le métamorphisme général affecte de façon assez erratique le Dévonien¹ et le Caradoc, puis il s'affirme dans l'Ordovicien où se développent les schistes et phyllades à chlorite et muscovite. Dans la série de Canaveilles, il se forme d'abord des phyllades et micaschistes à chlorite, biotite et muscovite, puis des micaschistes grossiers à muscovite, biotite, andalousite, staurodite, cordiérite et grenat.

2) Les gneiss du Canigou et de la Carança constituent une unité stratiforme d'au moins 2 000 m d'épaisseur comprise entre les micaschistes de l'enveloppe en haut et les micaschistes de la « série de Balatg » en bas. Ce sont surtout des gneiss œillés à muscovite et biotite dont les « yeux » feldspathiques sont des feldspaths potassiques à symétrie variable, généralement du microcline et des plagioclases acides. On rencontre également des intercalations nombreuses de gneiss leptynitiques et de leptynites ainsi que des niveaux plus rares d'amphibolite et de micaschistes. L'ensemble de cette formation correspond à la recrystallisation de sédiments particuliers pour la plupart d'origine vulcano-sédimentaires, riches en alcalins, et donc facilement « feldspathisables ». Pour une partie de ces roches il s'agit de tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés, voire de coulées [Guitard, 1958 a]. Quant au reste ce sont des grauwackes *stricto sensu* (gneiss G 3) ou des sédiments du même type mais plus acides (nature trachytique) mêlés à des grès plus ou moins feldspathiques ou schisteux. C'est dire qu'il n'est guère besoin d'invoquer de prétendues

métasomatoses à grande échelle pour expliquer la genèse de ces gneiss stratiformes.

3) La série de Balatg comprend d'abord, sous les gneiss du Canigou, des micaschistes à andalousite, staurodite et cordiérite (micaschistes de Balatg), puis une série de gneiss leptynitiques acides associés à des quartzo-leptynites (gneiss de Casemí) résultant de la recrystallisation de sédiments franchement arkosiques ou de tufs remaniés. Enfin, à la base de la série de Balatg apparaissent des migmatites au sens de Sederholm (migmatites du Cadi) associées à un massif de granite profond.

Dans le Canigou, l'alternance à grande échelle de zones de micaschistes et de gneiss œillés ou non est un fait remarquable.

B) MASSIF DE L'AGLY. — Bien que nos connaissances sur la géologie de ce massif soient moins avancées que celles du Canigou, on sait [Guitard et Raguin, 1958] que le massif de l'Agly forme dans sa partie orientale une structure en dôme où l'on peut reconnaître trois unités principales superposées de haut en bas :

1) L'enveloppe paléozoïque avec le Caradoc au sommet et la série de Canaveilles à la base. L'Ordovicien est formé surtout de phyllades à muscovite et chlorite à très nombreux bancs quartzitiques, la série de Canaveilles de micaschistes à biotite, muscovite, andalousite et cordiérite principalement.

2) Les gneiss de Belestá, parfois œillés, à muscovite, biotite, microcline ou orthose, oligoclase, sillimanite et grenat.

3) Les gneiss de Caramany à biotite-grenat-cordiérite-hypersthène-orthose et plagioclases acides ou intermédiaires.

Comme pour les gneiss du Canigou, nous pensons que les phénomènes métasomatiques ont un rôle accessoire dans la genèse de ces gneiss où l'on rencontre partout des preuves évidentes de « ghost stratigraphy » et que la recrystallisation de matériaux volcano-sédimentaires acides ou basiques, accentuée par des phénomènes de « différenciation métamorphique », a joué un rôle essentiel.

A divers niveaux de cette série il existe des migmatites et des massifs de granite dont l'un, le granite d'Ansignan, est un granite à hypersthène d'affinité charnockitique [Guitard, 1960].

Sur la base de considérations pétrographiques et cartographiques, nous avons montré [Guitard,

1. Il s'agit d'une recrystallisation légère de muscovite et chlorite dans certains niveaux calcschisteux, pas toujours facile à distinguer d'un dynamométamorphisme.

1955, 1958 b] que l'évolution des deux massifs passés rapidement en revue était dominée par l'existence de deux épisodes pétrognétiques distincts :

a) un épisode précoce de métamorphisme général au cours duquel se sont formés les micaschistes et les diverses catégories de gneiss œillés, leptynitiques, etc., toutes ces roches étant invariablement déformées avec une linéation évidente. Le métamorphisme s'est opéré dans des conditions épi- et mésozonales dans le massif du Canigou et de la Carança, il a atteint des conditions catazonales dans le massif de l'Agly où il existe des gneiss appartenant au « faciès granulite » d'Eskola (gneiss de Caramany). C'est là une différence essentielle entre les terrains profonds

de la zone axiale et ceux de la zone nord-pyrénéenne.

b) Un épisode tardif de migmatisation et granitisation ² a formé *aux dépens de toutes les roches précédentes* les divers types de gneiss migmatiques et les principaux massifs granitiques, ces derniers de forme généralement stratoïde. Les conditions de formation de ces roches sont différentes de celles de l'épisode précoce : recristallisation surtout en régime isotrope — les roches ne sont plus « linées » —, conditions « pseudo-catazonales » [Guitard, 1958 b] dans la zone axiale.

Dans nos travaux antérieurs, nous avons appelé « eosyntectonique » l'épisode précoce, « tardif et post-tectonique » l'épisode tardif. Ces notions vont être précisées dans la suite de cette note.

Massif du Canigou et de la Carança.

A) PLISSEMENTS ET LINÉATIONS PRÉCOCES OU ÉOCINÉMATIQUES. — La plus ancienne phase de déformation d'origine tectonique, décelable dans les terrains anciens des massifs du Canigou et de la Carança, est un plissement généralisé à l'ensemble des terrains paléozoïques et infrapaléozoïques quel que soit leur degré de métamorphisme. Le style et l'intensité de la déformation varie avec la profondeur et la nature des terrains.

1. *Enveloppe paléozoïque.* Nous avons surtout étudié les plis et les linéations dans les schistes ordoviciens des environs d'Olette, très développés entre les gneiss de la Carança au Sud et le Dévonien du synclinal de Villefranche au Nord (voir Cavet [1957]) et dans les phyllades et micaschistes de la « série de Canaveilles » tout autour du Canigou et du massif de Carança, à l'exclusion du massif schisteux des Aspres. Nous ne disposons que d'observations isolées dans le Gothlandien et le Dévonien.

a) *Importance des déformations d'origine syn-génétique.* Il convient, avant tout, de signaler la fréquence des déformations produites en cours de sédimentation dans les schistes ordoviciens, encore reconnaissables dans les micaschistes de Canaveilles (fig. 1). Il s'agit principalement de « slumps » d'amplitude centi- ou décimétrique dans les schistes rubanés et de laminae déformés dans les schistes gréseux. Sur de nombreux bancs gréseux de l'Ordovicien supérieur il existe des « figures de courant » ou « figures de charge » formant des surfaces capitonnées ou

fuselées. *Il faut se garder de confondre les « stumps » irréguliers et très tourmentés avec des plis précoces couchés.* De même les figures de courant peu déformées peuvent être confondues avec des « mullions » d'origine tectonique. Dans le Dévonien et la partie supérieure de l'Ordovicien, ces « pseudo-mullions » ne paraissent pas être « réorientés » par les mouvements tectoniques. Dans le synclinal de Villefranche, leur direction statistique est NW-SE. Ceci pourrait permettre de retrouver des « paléocourants ». Dans la série de Canaveilles, les plis étant plus serrés, les « slumps » et « pseudo-mullions » sont généralement réorientés par les mouvements précoces.

b) *Origine mécanique de la schistosité. Clivage schisteux et plis précoces « synschisteux ».* Les plissements les plus anciens dans les schistes ordoviciens sont des plis souvent semblables dit « plis de clivage » [de Sitter, 1958] d'amplitude métrique ou à plus grande échelle, non isoclinaux et symétriques, assez souvent couchés et qui admettent comme plan axial le clivage schisteux (plans s_1) (fig. 2 a et b). L'Ordovicien est donc le domaine de la *schistosité oblique* car l'examen des plans s_1 montre clairement la trace de l'intersection de la stratification (S) par le clivage schisteux (s_1). Cette trace définit une linéation comme nous le verrons ci-dessous (l_1) qui est évidemment parallèle à l'axe du pli. Naturellement, cette linéation disparaît chaque fois que le régime devient isoclinal car le clivage schis-

2. Cet épisode est aussi appelé par d'autres géologues ultramétamorphisme ou anatexis.

teux et la stratification sont alors confondus, sauf dans les charnières des plis. Dans ce cas, la schistosité est généralement conforme à la stratification.

L'examen de nombreux plis de ce type dans les schistes montre de façon certaine l'origine

qui obéit au même mécanisme, est synchrone. Souvent, les plis parasites sont systématiquement décrochés suivant le clivage schisteux (fig. 2 g). C'est un phénomène tardif que l'on peut expliquer par aplatissement des « microlithons » délimités par les plans s_1 [Gonzalez-Bonorino, 1958] ou par glissement le long de ces plans, la direction des contraintes ayant varié au fur et à mesure que progresse la déformation et que l'aptitude à la recristallisation a diminué.

Le plissement des bancs compétents d'épaisseur suffisante conduit à des plis concentriques. Dans les alternances de quartzites et de schistes on observe, suivant la nature des bancs, des transitions entre plis semblables et plis concentriques, comme le montre l'étude du clivage réfracté dans les bancs compétents (fig. 2 d).

L'une des manifestations du métamorphisme général dans les schistes ordoviciens est l'apparition de petits filons de quartz (1 à 10 cm de puissance). Ces filons sont toujours fortement plissés (fig. 2 h) et les plis ont comme plan axial le clivage schisteux (s_1). Ceci est évidemment une autre démonstration de la théorie de la « schistosité normale ». Naturellement les axes des plis de quartz n'ont aucune raison de se paralléliser avec ceux des plis des couches, les filons étant d'ordinaire discordants sur la stratification.

Le clivage schisteux se manifeste avec une intensité variable du haut en bas de la série paléozoïque. Il forme des plans espacés et parfois sporadiques dans le Dévonien et le Caradoc. Il s'accroît quand on descend dans les schistes ordoviciens : les plans s_1 deviennent de plus en plus serrés *i. e.* l'épaisseur des « microlithons » [de Sitter, 1956] de plus en plus réduite. Par contre, dans l'Ordovicien supérieur, la stratification peut jouer localement le rôle de plan de fissilité maximale. Il en est ainsi lorsque des bancs gréseux alternent avec des schistes de telle sorte que l'épaisseur des alternances soit sensiblement la même (1 à 0,1 m). La roche se délite à l'affleurement, suivant le plan de stratification des quartzites (fig. 2 c). Il arrive aussi que les schistes se délitent avec une égale facilité suivant les plans S et s_1 et que l'espacement des plans s_1 soit du même ordre de grandeur que les alternances sédimentaires (fig. 2 b) : ceci explique l'aspect des « schistes en bâton de craie » signalés par P. Cavet [1957].

La schistosité oblique est encore très fréquente dans la série de Canaveilles mais le développement de plus en plus important du régime isoclinal peut la masquer complètement. A la partie inférieure de cette série, dans les micaschistes



FIG. 1. — Déformations syngénétiques dans des schistes ordoviciens (région d'Olette).

Haut et bas : « slumps » ; milieu : « flute-cast ».

mécanisme de la schistosité, développée comme plan axial des plis, et le bien-fondé de la théorie de Sorby et Shape, reprise et défendue par J. Goguel [1945] : le clivage schisteux se forme perpendiculairement à la direction de compression maximale. L'une des caractéristiques des plis de clivage dans les schistes ordoviciens est la fréquence des « plis parasites » [de Sitter, 1958] affectant les petits lits compétents (fig. 2 e). L'axe et le plan axial des plis parasites coïncident avec ceux des plis de clivage et leur formation,

très métamorphiques de la mésozone, on ne voit guère qu'une schistosité presque toujours conforme à la stratification. Ceci peut laisser supposer que la schistosité des micaschistes est une « foliation » d'origine sédimentaire, mais il n'en est rien, la coïncidence est fortuite et la schistosité est bien une schistosité mécanique, plan axial de petits plis isoclinaux (fig. 3 a).

La preuve la plus évidente de l'origine mécanique de la schistosité dans les micaschistes de la série de Canaveilles est le plissement des lentilles d'exsudation de quartz qui sont particulièrement abondantes à la base de la formation ; l'examen de ces lentilles (fig. 3 b, h, g) montre la fréquence des plis couchés et isoclinaux admettant comme plan axial la schistosité s_1 . Nous

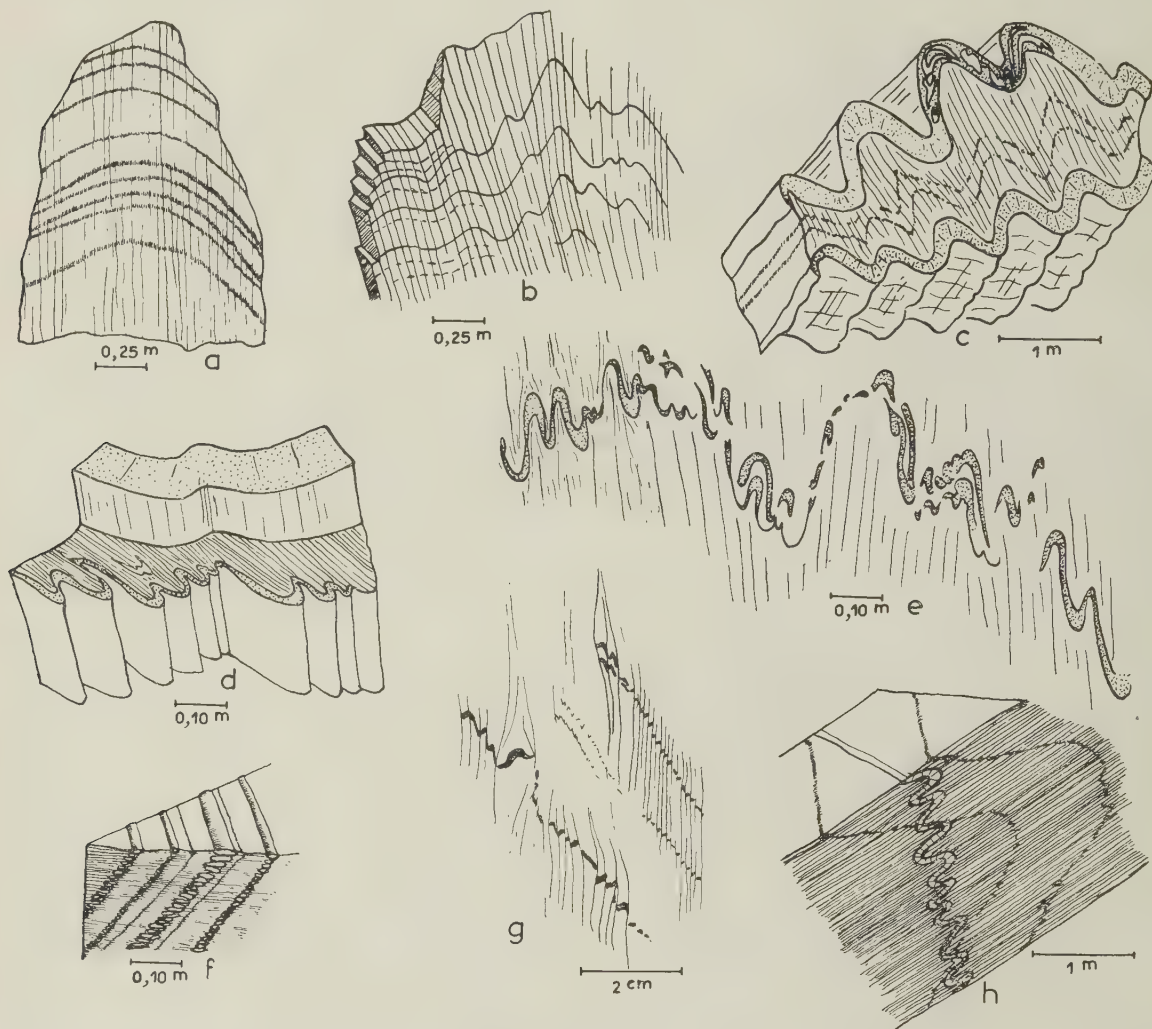


FIG. 2. — Plis précoces dans les schistes et phyllades.

attirons l'attention sur les lentilles de quartz d'apparence tranquille qui résultent de l'évolution poussée d'une lentille plissée avec aplatissement normal à la schistosité et boudinage (fig. 3 b).

On peut donc suivre le passage progressif du clivage schisteux dans les schistes à la schistosité des micaschistes et affirmer que ce que nous mesu-

rons comme schistosité dans les roches d'origine pélitique s'identifie dans tous les cas aux plans s_1 . Il n'en est pas forcément de même pour les roches plus compétentes telles que bancs de quartzites, de métavolcanites ou de cornéennes rubanées que l'on rencontre au sein des micaschistes. Quant aux calcaires, les phénomènes de flux y sont généralement très intenses dans la série de

Canaveilles, ce qui enlève de l'intérêt à l'étude des plis.

Les plis s_1 se retrouvent dans toute la série de Canaveilles et dans la partie supérieure de cette série, spécialement en Vallespir, ils ne diffèrent pas des plis de l'Ordovicien. Cependant

avec la profondeur leur amplitude diminue. Aussi dans les micaschistes à andalousite, les plis métriques sont rares et les plis décimétriques ou centimétriques couchés très fréquents. De même, le régime isoclinal ou subisoclinal, qui se manifeste quelquefois dans les schistes ordoviciens, tend

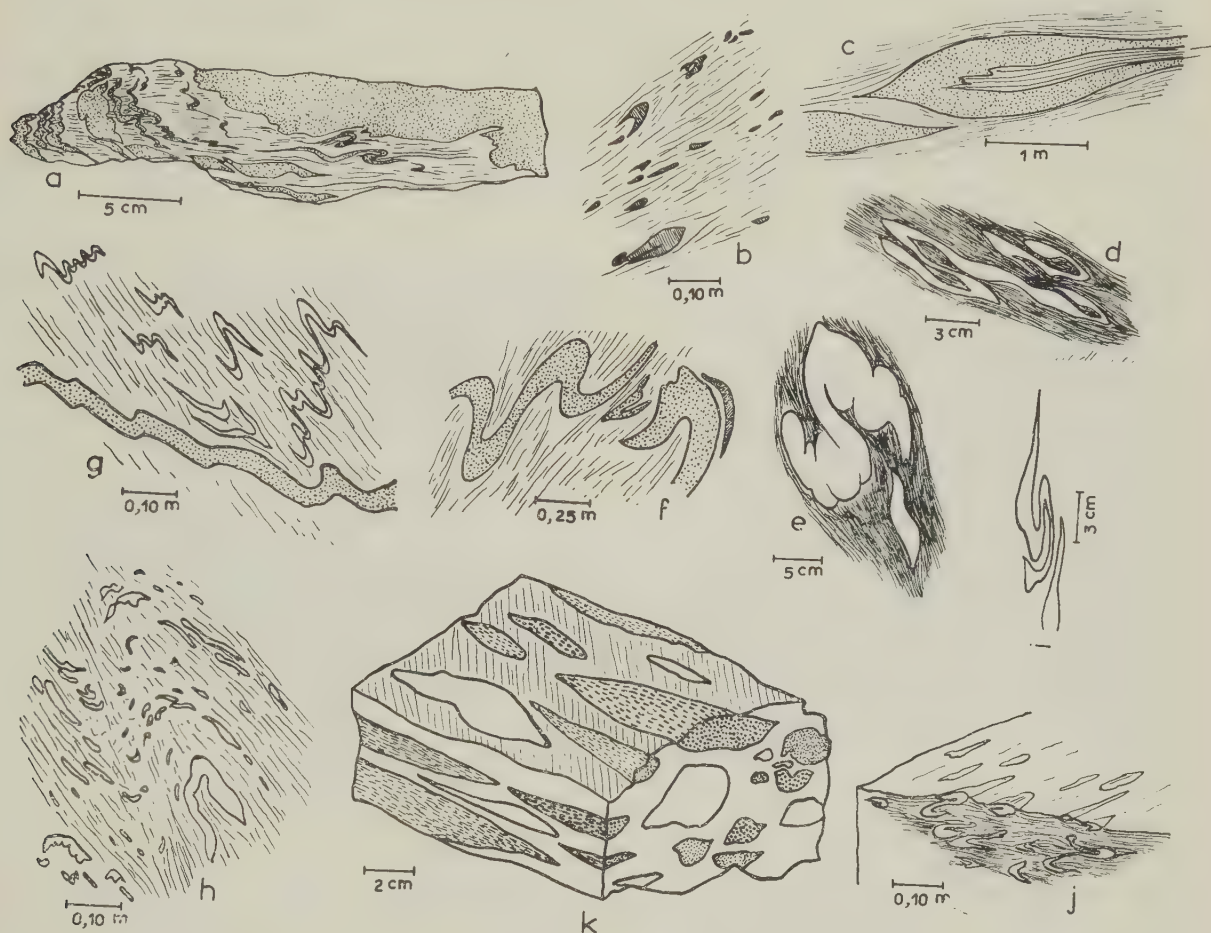


FIG. 3. — Plis précoces dans les micaschistes.

à devenir plus fréquent dans la série de Canaveilles, il est pratiquement de règle dans les micaschistes à andalousite.

c) *Les linéations l_1* . S'il n'est pas rare de mesurer directement l'orientation des axes de petits plis couchés, le plus souvent on mesure des linéations qui sont parallèles aux axes des plis précoces. Les principaux types de linéation des schistes et micaschistes de l'enveloppe sont :

— intersection du clivage schisteux et de la stratification (S/s_1),

— axe de microplissement des bancs compétents, par exemple axe des plis parasites,

— « mullions » : axes de bancs compétents boudinés ou axes de plis de bancs compétents en régime isoclinal faisant saillie dans les plans s_1 ou « cleavage mullion » (fig. 2 f).

— « rodding » : axe des lentilles plissées des quartz d'exsudation. Les roddings sont allongés en fuseaux ou forment des corps oblongs dans les plans s_1 (fig. 3 j). Il convient de souligner ceci : l'orientation des axes de « roddings » coïncide avec celle des axes des plis lorsque les len-

tilles de quartz ont pris naissance dans des plans parallèles à la stratification, ce qui est souvent le cas. Mais parfois ces lentilles se sont formées suivant des plans obliques sur la stratification, comme on peut s'en rendre compte en « dépliant » les « roddings » (cas de la fig. 3 g). Dans ce cas, les axes mesures ne sont pas utilisables.

— cannelures ou « ribs » des plans s_1 . Ce type de linéation est fréquent dans les bancs compétents de la série de Canaveilles. On les observe aussi dans certains micaschistes à andalousite assez quartzitiques. Ces cannelures sont analogues à celles des gneiss et ont même signification (cf. ci-dessous). La recristallisation sous

contrainte joue un rôle important dans leur genèse : elles sont en effet soulignées par l'allongement des lamelles de mica et éventuellement d'autres minéraux. Elles matérialisent une véritable « Linearstreckung » dans des roches aplaties et étirées,

— alignement des minéraux : par exemple, lamelles micacées, aiguilles d'amphibole, prismes d'andalousite,

— étirements corpusculaires. Ce terme que nous à suggéré M. Raguin désigne de petites auréoles d'étirement autour de grains durs dans un matériau plus incompetent (cristaux de pyrite, par exemple). Rares dans le Canigou, les

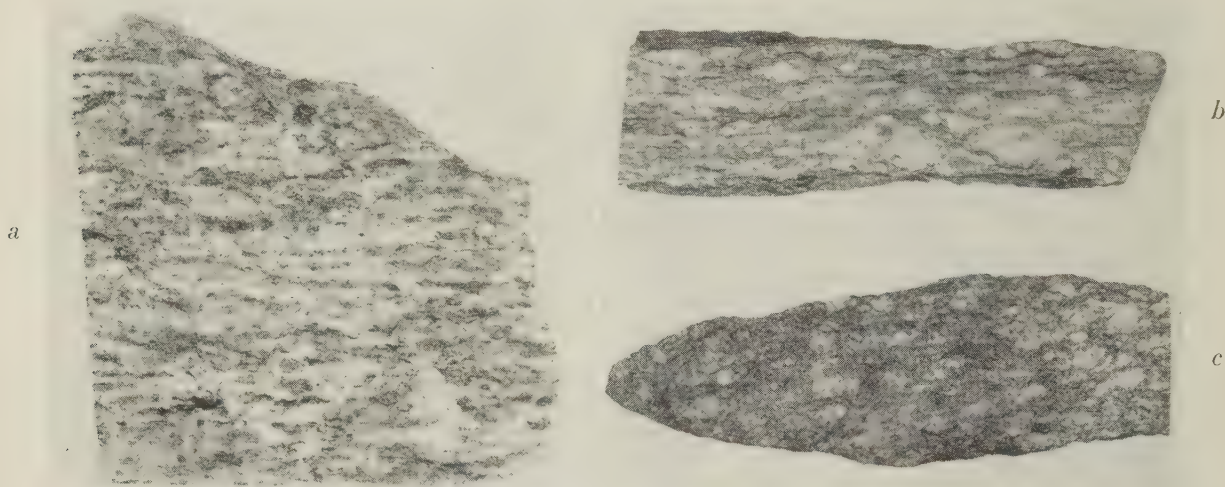


FIG. 4. — Structure d'un échantillon de gneiss œillé (explication dans le texte).

étirements corpusculaires sont très fréquents dans les phyllades du massif de l'Agly.

— étirement de structures sédimentaires. Il s'agit de l'étirement des nodules dans les schistes noduleux, fréquent dans l'Ordovicien, et surtout de celui des éléments des poudingues et conglomérats. L'étirement de ces derniers est fonction de la nature du ciment, de la dimension des galets et de l'importance de la charge au moment de la déformation. Ainsi les gros galets de quartzite dans les conglomérats très silicifiés du Caradoc sont généralement peu déformés et peu propices à des études structurales. Par contre, il existe en Cerdagne, à l'Ouest de Saillagouse, un banc de conglomérat important dans la série de Canaveilles dont les galets, quelle que soit leur dimension (1 à 30 cm de diamètre), sont étirés en fuseau (fig. 3 k) suivant la linéation.

Tous ces types de linéation sont des linéations l_1 . Lorsqu'on a soin de mesurer leur orientation et de la reporter sur un canevas de Schmidt, on constate qu'ils sont parallèles entre eux dans un affleurement donné. Ainsi la figure 7 a représente³ l'orientation des galets étirés et de l'intersection schistosité/stratification dans le conglomérat de Saillagouse. Leurs orientations sont parallèles entre elles et aux axes des plis s_1 .

2. Les gneiss stratiformes du Canigou et de la Carança.

a) *Structure des gneiss stratiformes.* Un échantillon de gneiss du Canigou (roche essentiellement quartzo-feldspathique et peu micacée) con-

3. Tous les diagrammes représentent une projection de l'hémisphère supérieur.

venablement taillé montre une anisotropie particulièrement marquée [Guitard, 1955]. On reconnaît en effet trois faces qui ne sont pas équivalentes entre elles (fig. 4) :

— La face s_1 (fig. 4 a). La schistosité s_1 est matérialisée par la disposition planaire des lamelles de micas. Ce plan porte l'empreinte d'une forte linéation l_1 . Celle-ci est provoquée par l'alignement des lamelles micacées suivant une direction privilégiée, mais aussi par l'existence de cannelures, suivant cette même direction, qui correspondent à l'allongement en fuseaux de la matière quartzo-feldspathique : l'examen des faces perpendiculaires à la schistosité montre en effet que la structure est généralement microlenticulaire, les lamelles micacées moulant les lentilles quartzo-feldspathiques. A un moindre degré, la linéation est également marquée par l'alignement des yeux feldspathiques, ce qui se voit mieux sur un affleurement plutôt que sur un échantillon, étant donné la dimension couramment centimétrique des yeux.

— La face perpendiculaire à s_1 et parallèle à l_1 (fig. 4 b) montre le fort allongement des yeux feldspathiques et des microlentilles couchés dans le plan de schistosité. Dans certains cas, les yeux feldspathiques ont des formes sigmoïdes. Signalons aussi la fréquence des fissures normales ou légèrement obliques au plan s_1 dans les yeux feldspathiques.

— La face perpendiculaire à s_1 et à l_1 (fig. 4 c) montre toujours un degré d'orientation plus faible que la face précédente. Les yeux feldspathiques peuvent y prendre des positions quelconques par rapport à la schistosité.

b) *Origine de la schistosité.* La question est maintenant de savoir si la schistosité des gneiss est une surface de recristallisation d'origine purement mécanique, analogue au plan s_1 des schistes et micaschistes, ou si c'est une surface de recristallisation mimétique de la stratification S (schistosité de stratification).

Rappelons d'abord que le contact entre les gneiss stratiformes et les micaschistes de l'enveloppe est net et tranché. Cette limite correspond *grosso modo* à une ancienne surface stratigraphique : en Vallespir notamment, il est tout à fait clair qu'elle sépare une série originellement tufforhyolitique (gneiss) d'une série pélitique (micaschiste). De plus, elle coïncide généralement avec la schistosité s_1 des micaschistes, ce qui est naturel puisque ces derniers sont plissés isoclinalement à petite échelle à la base de l'enveloppe. Si dans l'ensemble les gneiss stratiformes sont homogènes, ils n'en présentent pas moins, à

toutes les échelles, des variations pétrographiques qui traduisent de légères différences dans la nature du sédiment générateur. En effet, nous avons trouvé quelques plis couchés dans les gneiss composites qui forment la base de la série gneissique (gneiss G_4 , cf. Guitard [1958 b]). Ces plis ne sont pas isoclinaux (fig. 5 a) et les limites qui séparent les diverses variétés de gneiss œillés sont parallèles à la stratification S indiquée par les bancs quartzitiques ou micaschisteux et non pas aux plans s_1 développés dans les micaschistes et le gneiss lui-même⁴. De plus, des bancs d'origine indiscutablement sédimentaire, tels que quartzo-leptynites, amphibolites, métaconglomérats et micaschistes sont fréquents. Or, les limites de séparation de ces intercalations et des diverses variétés de gneiss sont concordantes entre elles et généralement concordantes avec la schistosité.

α) *Gneiss sans plissements apparents.* En général, les gneiss ne montrent pas, à l'affleurement, de plis précoces « synschisteux ». Ceci se retrouve également dans les gneiss de la zone axiale des Pyrénées centrales [Zwart, 1960]. Dans ce cas, les faits précédents ne s'expliquent qu'au moyen de deux hypothèses.

— La schistosité est une vraie schistosité de stratification par recristallisation du litage. Cependant, les gneiss œillés du Canigou ne sont pas lités, *i. e.* ils ne présentent pas à l'échelle de l'échantillon une alternance régulière de lits de composition minéralogique différente. La schistosité est seulement déterminée par la disposition planaire des micas. De plus l'existence d'une linéation très marquée et d'une anisotropie tridimensionnelle dans tous les échantillons de gneiss prouvent l'origine mécanique de la schistosité. Cette hypothèse doit donc être abandonnée. La conformité générale de la schistosité et de la stratification s'explique alors par la seconde hypothèse.

— La schistosité est d'origine purement mécanique, comme dans les micaschistes, et correspond au plan s_1 de ces derniers. Elle résulte d'un *cas extrême de plissement isoclinal en régime tangentiel*, l'étirement étant suffisamment intense pour avoir généralement détruit les charnières des plis, ce que l'on ne conçoit guère que pour des plis de faible amplitude. Dans le Canigou, la possibilité d'une déformation de la sorte dans les gneiss repose sur de solides arguments :

— les gneiss du massif de l'Agly, analogues à

4. Cette observation démontre clairement que les gneiss œillés du Canigou sont limités par d'anciennes surfaces stratigraphiques et résultent de la recristallisation métamorphique de niveaux de composition appropriée.

ceux du Canigou sont manifestement plissés en plis couchés isoclinaux (cf. ci-dessous);

— quand on examine attentivement les contacts entre les gneiss œillés du Canigou et les bancs leptynitiques, dans des zones sans plissement apparent, on observe non rarement des aspects comme celui de la fig. 5 *d* qui peuvent être interprétés comme des plis complètement aplatis et étirés, comparables à ceux décrits par J. Bellière [1957-1958] dans les gneiss des Aiguilles rouges;

— enfin, les gneiss du Canigou sont manifestement plissés en quelques endroits et l'origine mécanique de la schistosité est alors évidente dans la plupart des cas.

β) *Gneiss manifestement plissés*. Il convient d'examiner différents types de plis :

— à la base des gneiss stratiformes, les gneiss œillés sont généralement plissés (fig. 5 *a* et *b*). Les plis ne sont pas isoclinaux. La schistosité est oblique sur la stratification et parallèle au plan axial des plis. C'est un cas typique de schistosité d'origine mécanique. Comme la schistosité des gneiss plissés ne se distingue en rien de celle des gneiss sans plissement apparent, on peut étendre cette interprétation à la totalité des gneiss œillés stratiformes.

— dans des leptynites et gneiss leptynitiques, on peut observer des plis précoces métriques ou décimétriques (fig. 5 *c* et *e*) non isoclinaux avec la

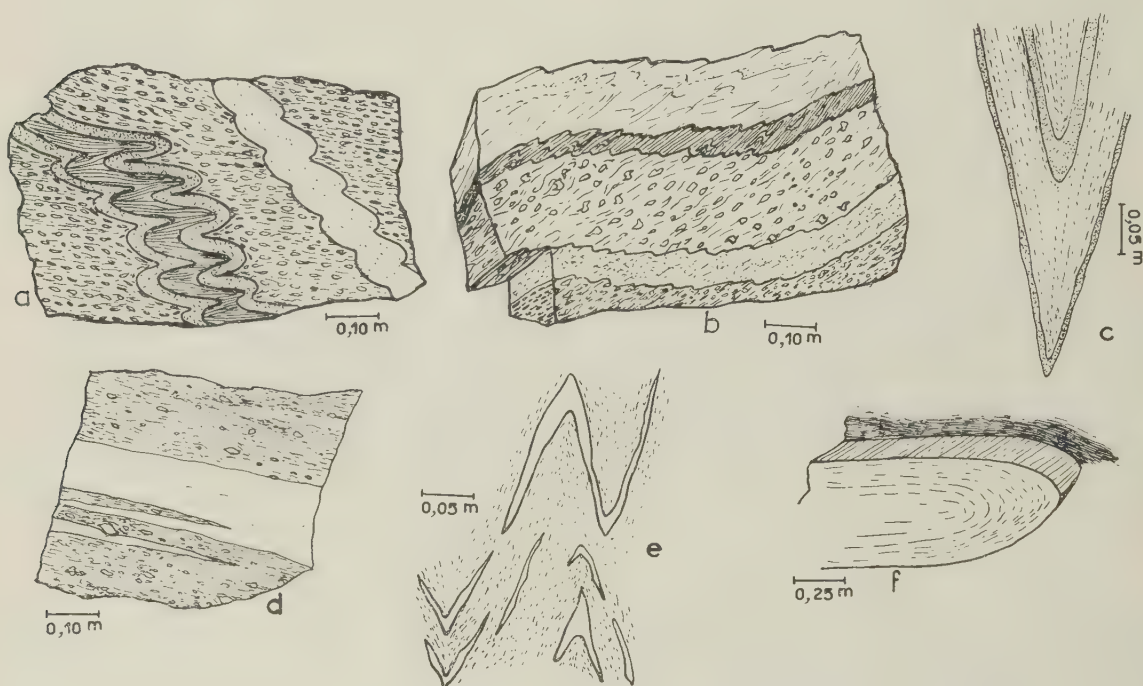


FIG. 5. — Plis précoces dans les gneiss.

disposition suivante : la schistosité est confondue avec la stratification près des flancs, mais en se rapprochant du plan axial elle tend à lui être parallèle pour finalement s'y confondre. Ces plis ont une schistosité de caractère mixte : le clivage schisteux s_1 et la stratification ont joué simultanément et de façon concurrente pour déterminer la schistosité. Ce cas est intermédiaire entre celui des gneiss œillés et le suivant.

— dans un banc de gneiss leptynitique de 2 à 3 m de puissance intercalé dans des micaschistes, la « schistosité » du gneiss suit exactement le

litage de la roche à la charnière du pli (fig. 5 *f*). Ce banc se comporte donc exactement comme un banc de quartzite à fines intercalations pélitiques dans un pli de clivage de la couverture. Cette éventualité paraît être peu fréquente.

En conclusion : dans les gneiss stratiformes du Canigou où dominant des gneiss œillés, la schistosité est généralement d'origine mécanique, déterminée par un plissement à petite échelle mais très intense, avec isoclinalisation et étirement extrême des plis, d'où conformité habituelle de la schistosité et de la stratification.

Cette règle peut être en défaut dans certains niveaux de compétence particulière.

c) *La linéation l_1* . On n'observe jamais qu'une seule direction de linéation dans les gneiss stratiformes, à l'inverse de l'enveloppe où plusieurs linéations d'âge différent se superposent dans les plans s_1 . Ceci signifie que les mouvements tardifs ont généralement épargné cette formation gneissique et que l'on y voit, à l'état pur, les traces des mouvements précoces.

Les types de linéations sont, par ordre de fréquence :

- alignement des micas et des feldspaths ; cannelures,
- alignement des aiguilles d'amphiboles dans les amphibolites,
- étirement des objets anté-orogéniques. Ce sont :

- quartz rhyolitiques étirés dans les gneiss d'origine rhyolitique (cf. Guitard [1958a]),
- éléments bréchiques dans les métaconglomérats, fortement allongés en fuseau,
- petites ségrégations lenticulaires riches en tourmaline dans les leptynites et gneiss leptynitiques acides, toujours fortement étirées.

Tous ces types de linéations sont invariablement parallèles entre eux.

3. *La série de Balatg*. Les déformations précoces se reconnaissent facilement dans toute la partie de la série relativement épargnée par les phénomènes ultérieurs de migmatisation et granitisation, c'est-à-dire dans les micaschistes de Balatg et dans les gneiss de Casemí. Dans la zone profonde migmatisée on rencontre encore des plis précoces synschisteux généralement isoclinaux.

Dans les micaschistes, les amygdales de quartz d'exsudation sont extrêmement nombreuses. Ces amygdales sont toujours très plissotées de telle sorte que leur axe détermine, dans le plan de schistosité, la formation de « roddings » tout à fait typiques. Les plis, très nombreux, souvent serrés, ont une ampleur de l'ordre du décimètre et s'observent bien sur les plans perpendiculaires à leur axe. Ce sont généralement des plis semblables, souvent asymétriques, parfois compliqués de boudinage (fig. 3 f). La schistosité, particulièrement grossière dans ces roches, est plan axial de ces plis qui sont les plus anciens. C'est donc une schistosité s_1 . En quelques endroits, où les micaschistes renferment des bancs

de quartzo-leptynite, on peut observer la discordance de la schistosité s_1 sur la stratification S (fig. 3 g) mais généralement le plissement est isoclinal.

Les linéations l_1 sont évidemment surtout représentées par les « roddings ». Ceux-ci sont tantôt franchement fusiformes, tantôt moins allongés : la présence fréquente de cannelures sur le quartz peut indiquer la linéation dans les cas ambigus où l'allongement de la lentille n'est pas évident. Dans certains cas il s'y ajoute l'alignement des cristaux d'andalousite.

Comme les gneiss stratiformes, les micaschistes de Balatg sont habituellement épargnés par les déformations tardives.

Dans les gneiss de Casemí, la série de quartzo-leptynites, avec la quelle débute la formation, montre souvent des plis isoclinaux de l'ordre du décimètre où la schistosité est du type quartzitique, c'est-à-dire guidée par la stratification. Ces roches, comme les gneiss leptynitiques qui forment l'essentiel des gneiss de Casemí, portent la trace d'une forte linéation l_1 , du type cannelures et alignements des lamelles micacées dans le plan de schistosité. Dans les gneiss leptynitiques, on n'observe que rarement la trace de plissements précoces (fig. 5 f). La structure de ces roches est exactement comparable à celle des gneiss stratiformes décrite ci-dessus. Les linéations l_1 dans les gneiss leptynitiques sont assez particulières car, les micas étant rares, il se forme une linéation discontinue par allongement de lamelles micacées isolées.

4. *Résultats des mesures*. La position d'un pli dans l'espace est définie par l'orientation de l'axe et du plan axial. Nous avons systématiquement mesuré ces deux éléments. Comme leur orientation varie généralement peu sur d'assez larges étendues, il est essentiel de répartir les mesures de façon homogène et assez espacée. Les plans de schistosité s_1 sont les plans axiaux des plis et les linéations l_1 sont parallèles aux axes (fig. 6).

L'examen de la distribution des linéations l_1 montre que les plis précoces ont une orientation statistique NE-SW. Dans quelques régions on a trouvé également des directions franchement N-S à NNW-SSE. Les diagrammes B, C et D de la fig. 7 donnent la répartition de 1 270 pôles l_1 dans l'enveloppe paléozoïque, les gneiss stratiformes et la série de Balatg : le parallélisme remarquable des linéations l_1 dans ces trois unités superposées est un bon argument pour le synchronisme des plissements précoces.

α) Dans l'enveloppe, le diagramme B montre un maximum net à N 45° E avec plongement de



20° vers le Nord-Est. Ce plongement s'explique par la plus grande fréquence des mesures sur les flancs nord des structures. Un autre maximum est franchement N-S. Il n'en reste pas moins que la dispersion des pôles est forte. Cette dispersion se retrouve également sur les diagrammes partiels,

correspondant aux divers itinéraires : elle est donc locale et ne peut guère s'expliquer par les culminations et les ennoyages d'axes qui se manifestent parfois sur de grandes distances (voir par exemple Zandvliet [1960]). Pour en rendre compte on peut invoquer deux causes :

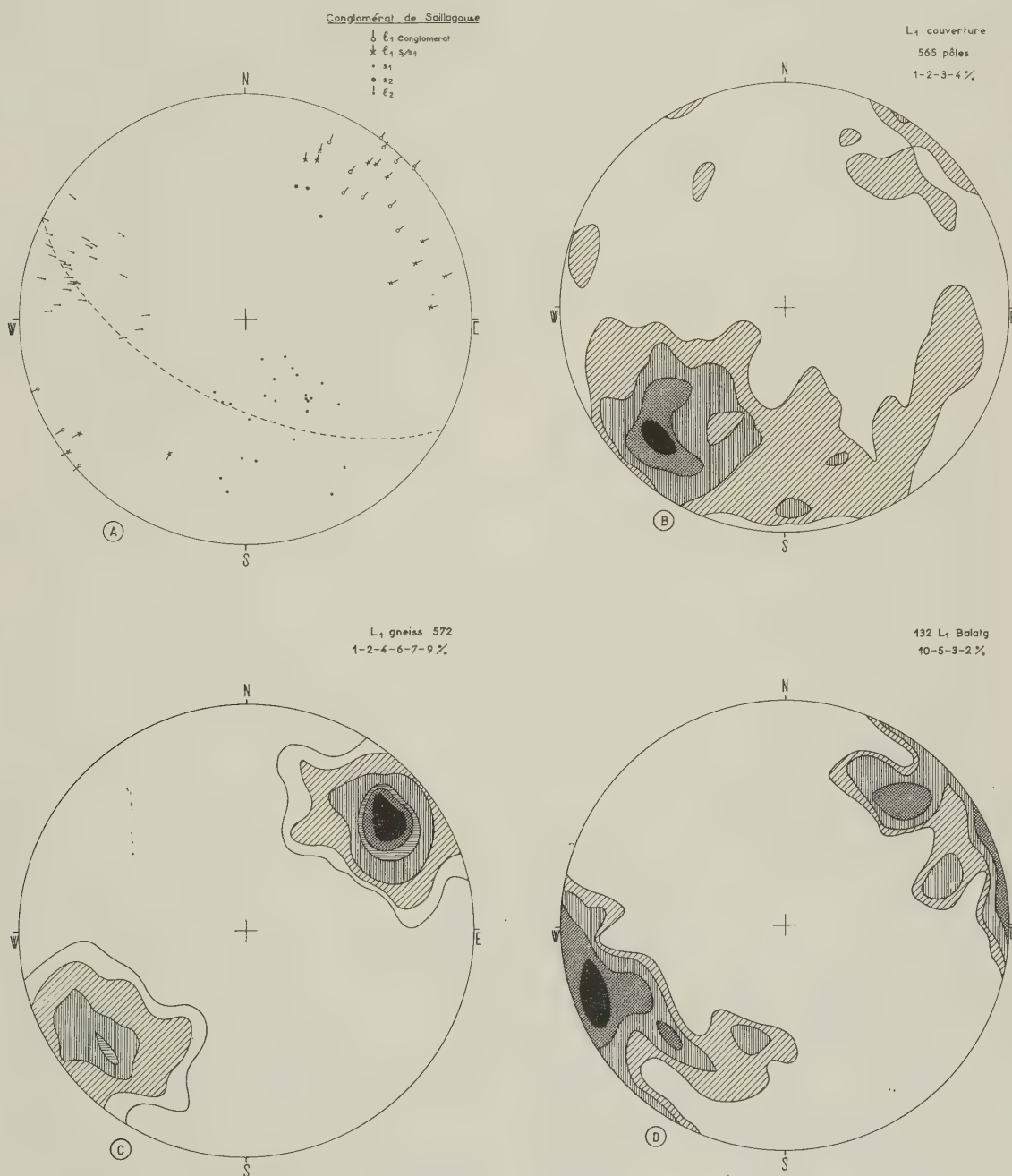


FIG. 7. — Diagrammes structurologiques des linéations et des plis précoces dans le massif du Canigou-Carança.

lors de phases de plissement superposées, ce qui est le cas des Pyrénées, l'orientation des plis les plus anciens est influencée par celle des plis les plus récents. Or, dans toute la « série de Canaveilles » nous verrons qu'il existe des plissements tardifs très marqués qui provoquent une désorientation des linéations l_1 . Celle-ci influera pratiquement sur les mesures pour une certaine amplitude des plis tardifs. Toutefois, si ce facteur était seul responsable de la dispersion des pôles l_1 , ceux-ci dessineraient une « ceinture » sur les diagrammes pour autant que les directions l_1 aient été suffisamment régulières. Théoriquement, la forme de ces « ceintures » est différente suivant que le plissement tardif est assimilable à un pli concentrique ou à un pli semblable [Ramsay, 1960]. Ce n'est pas évident pour le diagramme B.

— il est donc probable qu'à un certain degré de désorientation par les mouvements tardifs se superpose une irrégularité primaire dans la direction des plis précoces.

C'est bien le cas dans une partie de l'Ordovicien où les mouvements tardifs sont peu marqués et où les directions l_1 varient vite et assez largement. Dans la partie supérieure de l'enveloppe, il semble donc que la matière se plisse plus librement alors que le serrage, de plus en plus marqué, provoque une orientation beaucoup plus stricte des plis dans les zones profondes de la série métamorphique.

β) En effet, dans les gneiss stratiformes (diagramme C) la régularité de l'orientation des linéations l_1 est tout à fait remarquable. Il existe un fort maximum à N 50° E à plongement 25° SW, ce plongement s'expliquant par la plus grande fréquence des mesures sur le flanc sud de la structure gneissique. La faible dispersion observée peut s'expliquer par l'influence du plissement anticlinal du massif à grande échelle.

γ) Dans la série de Balatg, les pôles l_1 , bien que localisés dans les cadrants nord-est et sud-ouest du diagramme D, ont une distribution moins régulière que celle du diagramme précédent. Ceci est probablement provoqué par l'insuffisance des mesures et par le fait que beaucoup des linéations mesurées sont des « roddings » (cf. ci-dessus).

La répartition dans l'espace des plans de schistosité s_1 nous renseigne sur la structure en grand du massif qui s'est édifié tardivement, comme nous le verrons ci-dessous. Pour replacer les plans s_1 dans leur position originelle, il convient donc de « déplisser » l'anticlinal Canigou-Carança, opération relativement simple dans le cas d'une structure à faible rayon de courbure (voir ci-dessous). Après restitution, on constate que les

plans de schistosité étaient quasi horizontaux dans les gneiss stratiformes et *peu pentés* dans l'ensemble de l'enveloppe lors de la phase éocinématique (fig. 8). Le plissement s'est effectué dans la majeure partie de la zone métamorphique en régime tangentiel.

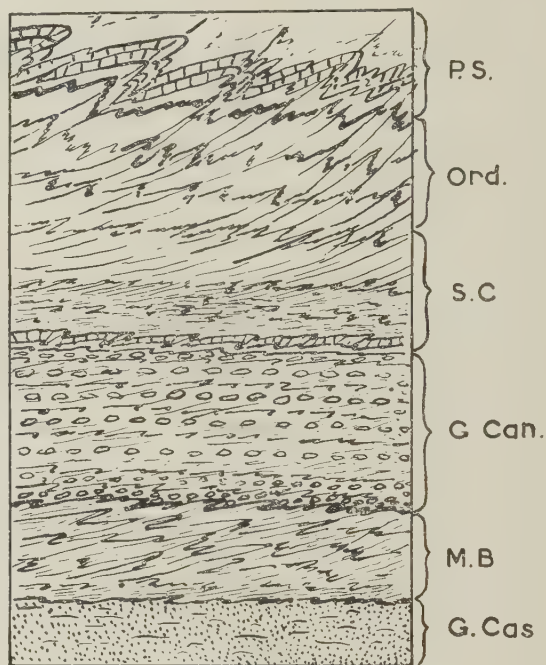


FIG. 8. — Les plissements précoces dans les diverses unités du Canigou (schéma).

P. S. : Paléozoïque sup. ; Ord. : Ordovicien ; S. C. : sér. de Canaveilles ; G. Can. : gneiss stratiformes du Canigou ; M. B. : micaschistes de Balatg ; G. Cas : gneiss de Casemi.

5. *Signification cinématique des linéations l_1* . Les objets antéorogéniques étirés en fuseaux sont toujours couchés dans le plan s_1 et leur allongement est invariablement parallèle à celui des autres types de linéations l_1 . Rappelons qu'il s'agit de galets dans les conglomérats de l'enveloppe, de brèches ou de quartz rhyolitiques dans les gneiss. Comme nous avons établi le parallélisme des linéations l_1 et des axes de plis correspondants, on peut en conclure que la linéation l_1 et les axes des plis précoces sont parallèles à la plus faible pression principale P_p de l'ellipsoïde de déformation, les plans s_1 étant eux-mêmes perpendiculaires à la compression P_g .

B) *PLISSEMENTS ET LINÉATIONS TARDIFS OU TARDICINÉMATIQUES*. — Les mouvements précoces ont été suivis d'une ou plusieurs phases

de mouvements tardifs qui, à l'inverse des premiers, se sont manifestés dans des zones privilégiées que nous appellerons *zones de microplissement de la schistosité*. Ces zones, dans le massif du Canigou et de la Carança, sont très développées dans la série de Canaveilles et se retrouvent dans la partie profonde, migmatisée, de la série de Balatg (fig. 6).

Les mouvements tardifs sont généralement orientés de telle sorte que leurs directions recoupent les directions plus anciennes, d'où le nom de « cross folding » utilisé par les tectoniciens de langue anglaise.

1. *Les mouvements tardifs dans l'enveloppe paléozoïque*. Ils apparaissent souvent dans les schistes ordoviciens sous forme d'une « micro-corrugation » des plans s_1 et plus rarement sous forme de plis. Mais c'est surtout dans la série de Canaveilles, souvent jusqu'à la base de la formation où les mouvements s'amortissent au voisinage des gneiss, que l'on voit les plis et linéations tardifs prendre le pas sur les mouvements précoces et souvent les effacer presque entièrement.

a) *Plissement de la schistosité et formation du clivage de fracture* (s_2). Même quand le plissement est de faible amplitude, l'examen des plans s_1 montre toujours une ou plusieurs directions de plissement affectant le clivage schisteux. C'est donc que ces déformations sont postérieures aux plis précoces. La meilleure preuve en est donnée par la présence du clivage de fracture (s_2) bien visible sur les surfaces perpendiculaires à la schistosité. Les plans s_2 matérialisent les plans axiaux des plissements tardifs comme on peut facilement le constater (fig. 9 a). Le clivage de fracture est d'ordinaire beaucoup moins serré que le clivage schisteux, duquel il est toujours bien distinct, et qui reste généralement le plan de fissilité le plus facile de la roche. Néanmoins, dans certains cas où le serrage lors des déformations tardives a été très intense, les plans s_2 deviennent suffisamment rapprochés pour jouer le rôle de « microlithons » et deviennent ainsi le plan de clivage principal de la roche. Il se produit alors une *transposition de schistosité*.

Un cas particulier de transposition amène le plan s_2 à coïncider avec le plan s_1 , ce que l'on peut constater au microscope. Ce type de transposition, observé sur le versant sud du Canigou (pic de Costabonne) résulte de l'évolution d'un pli tardif normal, *i. e.* à plan axial redressé, le plan s_2 faisant une rotation autour de l_2 pour

former un pli tardif couché et souvent isoclinalisé (fig. 9 f).

b) *Les plis tardifs « postschisteux »*. Ils existent en quelques endroits de la partie supérieure de l'enveloppe sous forme de plis symétriques, concentriques, assez étalés, d'amplitude décimétrique. C'est cependant dans l'Ordovicien inférieur et surtout dans la « série de Canaveilles » que l'on étudie le mieux les plis tardifs. D'ordinaire ce sont des plis décimétriques ou centimétriques dont les flancs sont striés de microplis parallèles à l'axe. Dans les schistes et les micaschistes il s'agit de plis semblables avec étirement marqué des flancs et épaississement des charnières. Tantôt ils sont assez réguliers, tantôt au contraire très asymétriques. Dans les cornéennes rubanées, les calcaires et certains quartzites, il peut se former des plis concentriques. Mais les plis véritablement caractéristiques des mouvements tardifs dans l'enveloppe sont les *plis en chevron* (fig. 9 b) dont l'amplitude peut atteindre le mètre (vallée du Sègre au Sud de Llo) et dont certains sont remarquables par leur asymétrie; ils s'apparentent parfois aux flexures (knick-faltung). Les plis en chevron sont très fréquents dans les micaschistes à andalousite en Cerdagne et sur le versant est du Canigou (Velmanya). Ils sont très marqués dans les zones à alternances de quartzites et de micaschistes. Le clivage de fracture y est particulièrement net et régulier.

On voit parfois des plis précoces couchés, replissés par les plis tardifs (fig. 9 g), ce qui est évidemment une bonne preuve de la succession chronologique.

c) *Les linéations l_2* . Elles se réduisent toujours à deux types :

— petits plis et microplis de la schistosité, d'amplitude centi- ou millimétrique de beaucoup la plus fréquente.

— intersection de la schistosité (s_1) par le clivage de fracture (s_2) type bien développé sur le versant est du Canigou.

Un autre type de linéation, l_3 , est provoqué par le développement de flexures et de microflexures (fig. 9 e). Ces dernières se distinguent des précédentes par leur rareté, leur manque de régularité et leur mode de formation qui les rapprochent de celui des diaclases. Ce sont toujours les linéations les plus tardives et on sait que les diaclases sont aussi postérieures à la formation du clivage de fracture. Signalons cependant que l'on peut voir le passage latéral de flexures à des plis.

Il existe souvent plusieurs directions de linéa-

tions l_2 sur le même affleurement, différence importante d'avec les linéations précoces dont il n'existe qu'une seule direction sur les roches. Ainsi dans un micaschiste de la série de Canaveilles il n'est pas rare d'observer sur le plan s_1 : l'intersection de la schistosité et de la stratification l_1 , une ou deux directions de microplis l_2 , une microflexure l_3 . Nous n'avons jamais observé plus de deux systèmes l_2 .

La formation des linéations l_2 s'accompagne parfois de distorsion : ainsi deux systèmes de linéations l_2 peuvent présenter un écart notable de leurs directions à de faibles distances et il n'est pas exceptionnel de voir une déviation importante de la direction d'un même système dans deux plans s_1 parallèles et très voisins. Il n'en reste pas moins que, dans l'ensemble, les directions l_2 sont assez régulières.

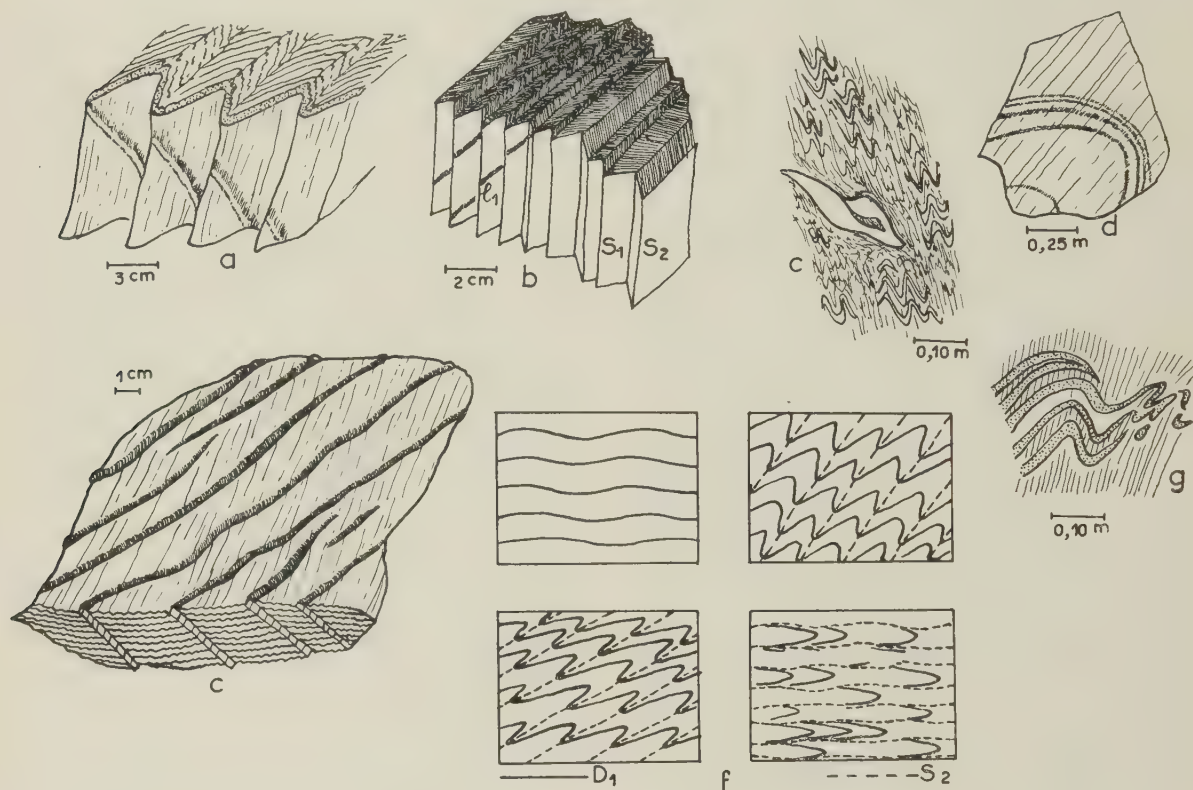


FIG. 9. — Plis tardifs.

En bas, à gauche, lire e au lieu de c ; fig. f, lire S_1 au lieu de D_1 .

On voit parfois dans les micaschistes la torsion des anciennes linéations l_1 dans les plans de schistosité non plissés avec formation d'une linéation l_2 (fig. 9 h). Des observations analogues ont été faites par J. Sutton et J. Watson [1959] ainsi que par J. G. Ramsay [1960]. Rappelons aussi la possibilité de réorientation ou d'oblitération des linéations anciennes par les plis tardifs. Dans les micaschistes de la Cerdagne, beaucoup de « roddings » paraissent être réorientés

2. *Les mouvements tardifs dans les gneiss stratiformes.* Les gneiss stratiformes sont presque entièrement épargnés par les déformations tardives. Cependant des plis tardifs d'amplitude décimétrique se rencontrent dans la partie supérieure des gneiss en quelques endroits (par exemple au Cambras d'Aze dans le massif de Carança), quelques plis déformant les gneiss en grandes ondulations (10 à 20 m) sont probablement provoqués par les mouvements tardifs. En effet, leur axe, construit à partir des mesures de plans

s_1 , donne la direction E-W ou ESE-WNW de la phase tardive principale.

3. *Les mouvements tardifs dans la série de Balatg.* Les micaschistes de Balatg, comme les gneiss qui les surmontent, ont pratiquement échappé à l'influence des plissements tardifs. Par contre, ceux-ci deviennent importants dans toute la zone située sous les micaschistes et leur importance s'affirme dans les migmatites du Cadi.

A la partie supérieure des gneiss de Casemi, dans les formations quartzito-leptynitiques, il existe des zones de mouvement avec production de plis décimétriques, de type généralement concentrique étant donné la nature particulière de ces roches. Ces plis sont responsables du délitage « en tuile » des leptynites. Quand ils sont plus petits et plus serrés, le clivage de fracture s_2 apparaît nettement.

Les plissements tardifs ont provoqué la for-

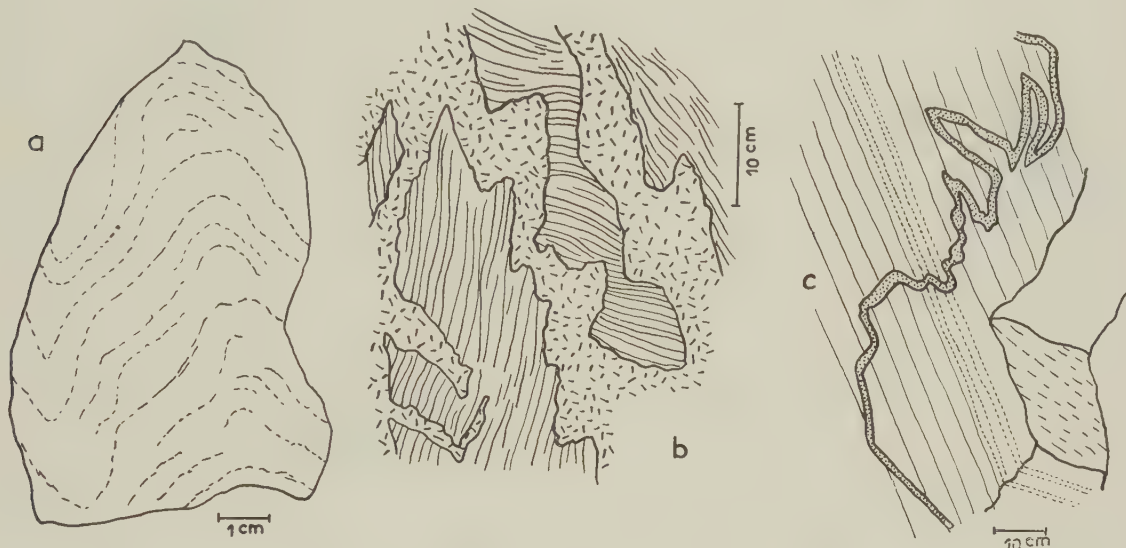


FIG. 10. — Déformations et plis tardifs dans les migmatites.

mation des migmatites plissotées (anatéxites) dans les migmatites du Cadi. Comme nous l'avons déjà signalé [Guitard, 1958 b], on observe dans ces roches plusieurs sortes de déformations en rapport avec les mouvements tardifs :

a) Des plis réguliers, analogues aux plis semblables de la série de Canaveilles. D'amplitude décimétrique, ils sont souvent asymétriques et se voient aussi bien dans les migmatites de micaschistes (fig. 10 a) que de gneiss œillés. Ce sont évidemment les plus intéressants pour l'analyse tectonique. On y reconnaît parfois un clivage de fracture qui a localisé des veines granitiques.

b) Ces plis se compliquent souvent de plis dits « d'écoulement » (flow folds) qui, bien qu'ayant conservé l'allure de déformations liées à la tectonique régionale, sont nettement irréguliers, dysharmoniques avec variations rapides de leur orientation axiale.

c) Enfin on observe également des contournements irréguliers dans les gneiss très granitiques dont on peut se demander s'ils sont ou

non d'origine tectonique. On sait que de tels aspects, groupés sous le nom de « schistosité discordante » par MM. Perrin et Roubault [1955], peuvent prendre naissance dans une roche restée tectoniquement passive. Dans les gneiss de Casemi, on voit des aspects de schistosité discordante ou suggérant une déformation plastique strictement localisée au voisinage immédiat de veines granito-pegmatitiques (fig. 10 b). Ils ont pu prendre naissance sous l'action de contraintes locales liées à la granitisation. C'est également le cas pour les quelques plis ptygmiques que nous avons observés. Ces « plis » ne sont nullement tectoniques : ainsi on remarquera sur la fig. 10 c les changements rapides de l'orientation des plans axiaux de plis plutôt réguliers dans l'ensemble. On notera ensuite l'absence de toutes traces de déformations tardives dans la roche hôte — un gneiss de Casemi — qui ne montre qu'une schistosité peu marquée avec la linéation l_1 correspondant aux mouvements précoces. Enfin l'orientation générale des plis ptygmiques

est incohérente et entièrement indépendante de celle des plissements tardifs dans les migmatites. Ces arguments s'ajoutent à ceux donnés par MM. Perrin et Roubault [1955] ainsi que par R. V. Dietrich [1959].

Un caractère tectonique important des migmatites est l'absence ou la rareté des linéations l_2 ce que nous avons toujours souligné comme différence essentielle entre les gneiss « syntectoniques » précoces et les gneiss tardi- ou post-tec-

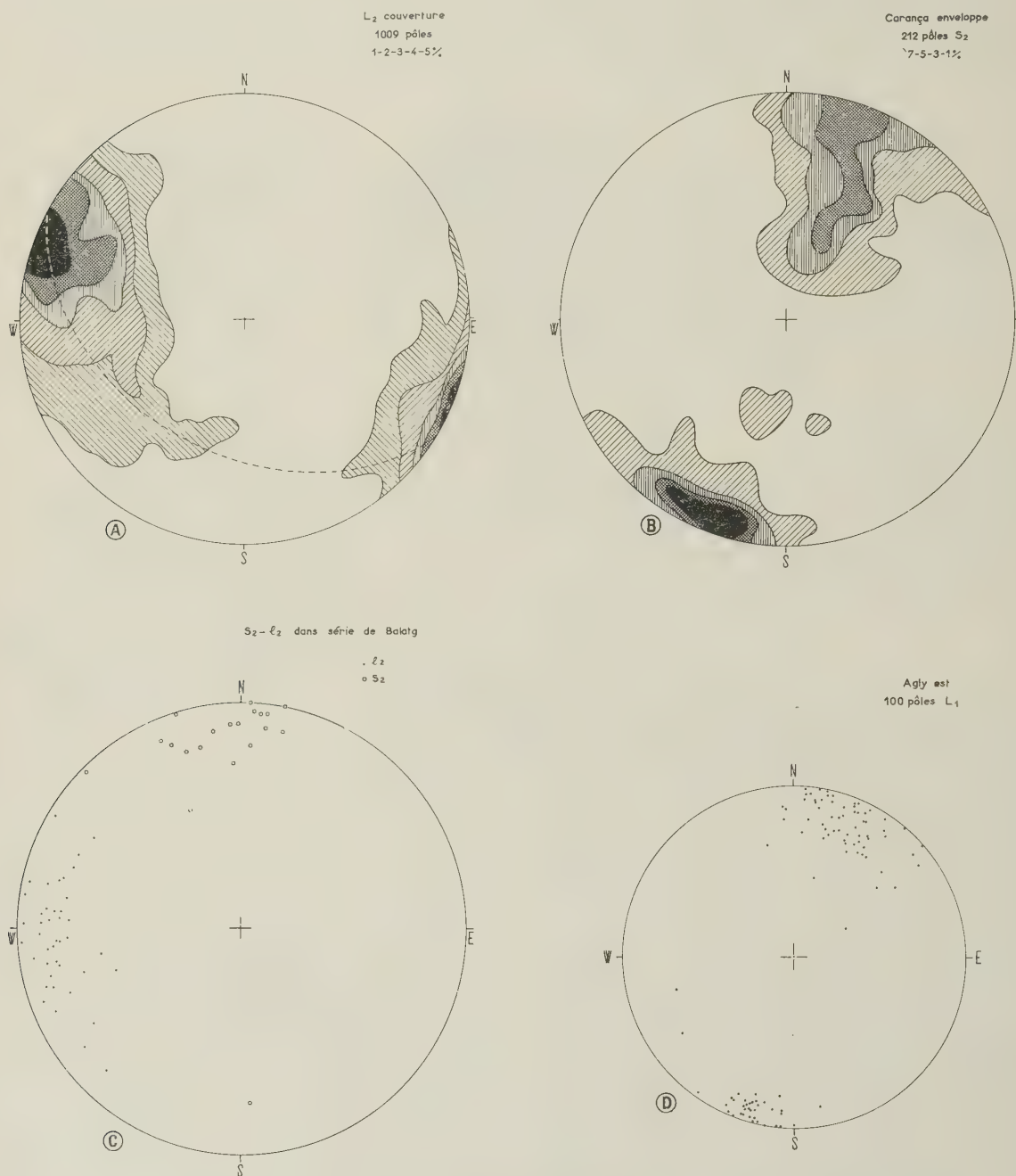


FIG. 11. — Diagrammes structurologiques des linéations et plissements tardifs dans le Canigou (A, B, C).
Linéations et plissements précoces dans l'Agly (D).

toniques [Guitard, 1955]. Ceci, comme la tendance à la résorption des plans de schistosité, est une conséquence du caractère isotrope des recristallisations.

4. *Résultats des mesures.* a) Nous avons reporté sur le diagramme de la fig. 11 A 1 009 pôles de linéation l_2 de schistes et micaschistes de l'enveloppe paléozoïque. Ce diagramme montre un fort maximum à N 110° E avec plongement de 15° vers l'Est. C'est en effet la direction la plus fréquente des plis tardifs dont les orientations axiales oscillent en gros entre E-W et NW-SE. On peut placer l'ensemble des pôles sur un grand cercle correspondant à un plan N 110° E penté de 40° vers le Nord-Est. Il peut être considéré, en principe, comme le plan axial moyen des plis l_2 dans les secteurs étudiés. La réalité est plus complexe. Quelques mesures de plans s_2 sur les deux versants du massif de Carança montrent (fig. 11 B) une orientation des plans en accord avec celle que laisse prévoir le diagramme précédent. Cependant le plongement est différent : d'une manière générale les plans s_2 sont fortement pentés ce qui est une différence essentielle d'avec les plans s_1 . Il existe un maximum pour des plongements 80° SW. Le nombre des mesures (212 pôles) est toutefois insuffisant pour être directement comparé au plan axial construit de la fig. 11 A.

On voit souvent sur un même affleurement deux directions l_2 qui font entre elles un angle variable. Généralement cet angle est faible, 20° en moyenne. Ces linéations représentent probablement deux phases de déformation successives et très rapprochées dans le temps que le nombre trop faible des mesures ne fait pas apparaître comme maximales sur le diagramme. Parfois il existe deux directions de linéations tardives (microplissement) correspondant à des orientations franchement différentes.

— Ainsi sur le versant est du Canigou et dans la région d'Olette, de ux systèmes coexistent : l_2 , ayant l'orientation générale des linéations tar-

dives (ESE-WNW) et l'_2 de direction NE-SW. Cette dernière, souvent dominante, possède l'orientation des linéations précoces. Son individualité est bien confirmée par l'existence d'un clivage de fracture s'_2 , distinct à la fois de s_1 et s_2 . La coïncidence entre les deux directions l_1 et l'_2 prouve l'insuffisance de mesures isolées de linéation pour débrouiller l'histoire tectonique d'un secteur où des linéations plus récentes reprennent des directions de linéations plus tardives. D'autres exemples d'une telle superposition sont connues ailleurs, par exemple en Autriche [Karl, 1954]. Il semble que les linéations l'_2 soient plus anciennes que les linéations l_2 .

— Un autre système de linéations tardives l''_2 d'orientation franchement N-S à NNW-SSE se rencontre en Vallespir et en Cerdagne associé aux linéations l_2 qui sont dominantes.

Quant aux flexures (l_3), rappelons qu'elles sont les plus tardives dans la chronologie des déformations mais nous ne les avons pas systématiquement étudiées.

b) Les mesures de plissements tardifs dans les migmatites de la série de Balatg sont très laborieuses et nous ne pouvons guère rassembler qu'une cinquantaine de pôles d'axe de plis et quelques plans axiaux correspondants. En effet, la résorption des plans s_1 dans les zones migmatisées et donc la schistosité peu marquée de ces roches fait que l'on ne dispose souvent que d'affleurements à deux dimensions. A cela s'ajoute l'absence des linéations l_2 . Néanmoins, ces quelques mesures (fig. 11 C) nous donnent des renseignements précieux. L'orientation des axes de plis, E-W dans l'ensemble, s'accorde bien avec celle des linéations l_2 dans la couverture. Quant aux plans s_2 correspondants, leur fort pendage est en accord avec celui des plans s_2 dans la couverture. Il est évident qu'une telle similitude retrouvée dans les zones superficielles et profondes de la série métamorphique constitue un argument de poids pour le synchronisme des déformations dans deux étages tectoniques bien différents.

Massif de l'Agly.

L'étude tectonique du massif de l'Agly est moins avancée que celle du Canigou et du massif de Carança. La partie orientale du massif, la seule préservée d'une migmatisation intense, permet d'étudier les déformations des gneiss et de l'enveloppe.

1. *Mouvements précoces.* — Un résultat essentiel est acquis : on retrouve partout les plissements précoces. On peut les suivre progressivement depuis l'Ordovicien jusque dans les gneiss à hypersthène et grenats.

— Dans l'enveloppe, ce sont essentiellement

des plis couchés, de type plis semblables d'amplitude métrique, admettant la schistosité comme plan axial (s_1). Le régime est généralement isoclinal dans la région située entre Caladroy et Força Real. Les axes de plis sont parallèles à la linéation l_1 essentiellement représentée par des cannelures (ribs) et des étirements corpusculaires dans les schistes et les micaschistes, par des « mullions » dans les bancs gréseux. Quand les plis ne sont pas isoclinaux, la linéation l_1 correspond à l'intersection de la schistosité avec la stratification.

— Dans les gneiss, les plis couchés métriques ou décimétriques sont nombreux, différence importante d'avec les gneiss homologues du Canigou. Les linéations l_1 , déterminées par l'alignement des micas et les cannelures parallèles, sont toujours présentes sur les plans s_1 .

Les plis sont souvent du type à schistosité mixte (cf. ci-dessus). La schistosité suit à la fois la stratification et le plan axial suivant sa position dans le pli. Les grenats soulignent la schistosité dans l'un et l'autre cas ce qui prouve le synchronisme

entre recristallisation métamorphique et déformation.

Dans les gneiss, une mobilisation à petite échelle provoque en divers endroits la formation de migmatites. Ces dernières sont plissées par les mouvements précoces. En effet, les plis ont même style tangentiel et mêmes directions axiales que dans les gneiss ordinaires. Les parties granitiques suivent étroitement, souvent sans la moindre discordance, la forme des plis.

La régularité des directions de plis précoces et des linéations correspondantes, à la fois dans l'enveloppe et dans les gneiss, est tout à fait remarquable. La direction moyenne est NNE-SSW (N 20° E) comme le montre la fig. 11 D.

2. MOUVEMENTS TARDIFS. — Dans la partie inférieure de l'enveloppe paléozoïque (série de Canaveilles et Ordovicien inférieur) il convient de noter l'absence d'une zone de microplissement régulière, différence importante avec le Canigou. Les mouvements tardifs sont rares voire inexistant dans les gneiss.

Rapport entre la tectonique de détail et la grande tectonique.

Nous avons jusqu'ici considéré des plis de faible amplitude. Dans les parties supérieures de l'enveloppe, les plis sont métriques ou décimétriques. En descendant dans la série métamorphique, les plis précoces ou tardifs sont généralement déci- ou centimétriques.

Quels sont les rapports, dans l'espace et dans le temps, entre les plissements observés à l'échelle de l'affleurement et les structures en grand déduites de l'examen des cartes géologiques ?

a) *Les mégastructures* : Les directions « hercyennes » dans la zone axiale des Pyrénées varient généralement entre WNW-ESE et E-W comme cela ressort des travaux classiques de Carez, Bresson, L. Bertrand et E. Raguin. Dans les massifs du Canigou et de la Carança, les gneiss forment dans l'ensemble un *brachy-anticlinal*, de direction franchement WNW-ESE dans le massif de Carança, mais d'orientation moins nettement définie dans le massif du Canigou où la mégastructure est celle d'un *grand bombement* sans direction préférentielle bien marquée. La comparaison de quelques diagrammes statistiques groupant des mesures systématiques de plan s_1 permet de s'en rendre compte :

α) dans le massif de Carança les diagrammes de la fig. 12 (A et B), montrent une direction WNW-

ESE (N 115° E) bien définie à la fois dans les gneiss stratiformes et dans l'enveloppe. Les pendages sont faibles dans les gneiss, 25° environ, mais atteignent 45° en moyenne dans l'enveloppe paléozoïque.

β) Dans le massif du Canigou on peut considérer que seuls les versants sud et oriental du dôme sont restés sensiblement dans leur position initiale. Le versant nord est trop affecté par la tectonique cassante pour être pris en considération, sauf dans les zones profondes comme dans la série de Balatg.

Dans la série de Balatg les directions sont E-W avec un léger plongement axial vers l'Est (20°) (fig. 12 C), ce plongement s'accroissant d'ailleurs dans les zones les plus profondes. Les pendages moyens sont d'environ 40° et s'accroissent en profondeur.

Les gneiss stratiformes ont une orientation statistique E-W sur le versant sud du Canigou, mais la série s'ennevoie périclinalement à l'Est, probablement avec un léger plongement axial vers l'Est. La valeur moyenne des pendages est de 40° (fig. 12 D).

Cette même orientation se retrouve dans l'enveloppe avec toutefois une valeur plus forte des pendages s_1 : 45°.

Le pendage moyen des gneiss est d'environ 25° dans les gneiss de Carança, 40° dans les gneiss du Canigou. Comme la tectonique cassante a davantage affecté ce dernier massif, il est préférable de considérer le pendage de 25° comme représentatif de celui de la mégastucture hercynienne,

ce qui s'accorde avec ce que l'on sait des massifs de gneiss plus occidentaux. Dans l'enveloppe, le pendage moyen, *i. e.* le pendage des plans s_1 , est d'environ 45° .

Le passage de la zone à faible pendage dans les gneiss à la zone plus fortement pentée de l'en-

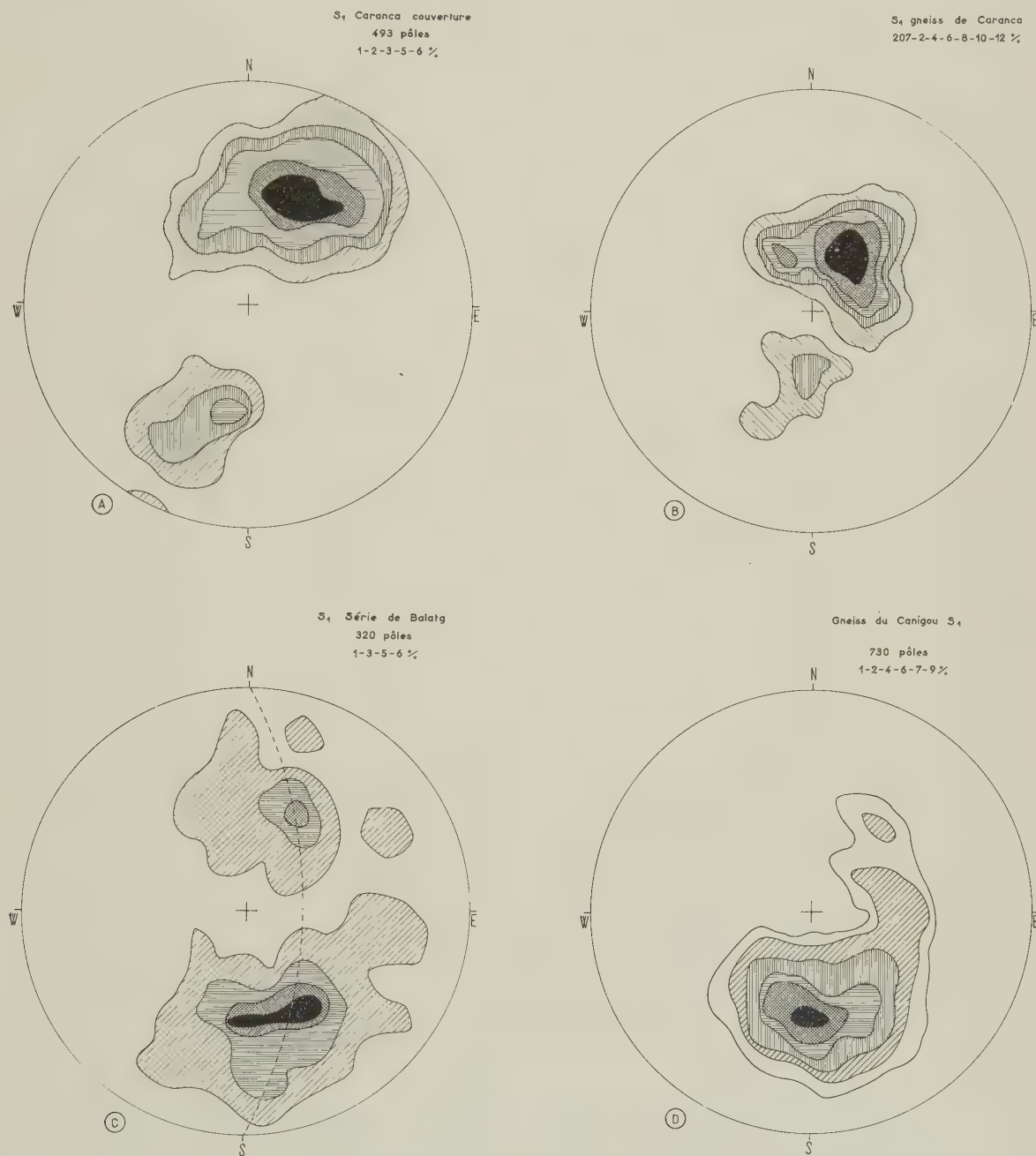


FIG. 12. — Diagrammes strurollogiques des plans de schistosité (s_1) dans le massif de Canigou-Carança.

veloppe est progressif. Dans l'ensemble la couverture se moule bien sur la structure des gneiss et l'absence d'une forte dysharmonie entre ces deux unités, comme cela est le cas dans la zone axiale des Pyrénées centrales, mérite d'être soulignée.

Dans le massif de l'Agly il est plus difficile de définir les directions de la tectonique en grand. Dans sa partie orientale les gneiss forment une structure en dôme avec prédominance des pendages est et sud, généralement faibles, 25°. L'enveloppe se moule sur cette structure. D'une façon générale, les massifs nord pyrénéens sont beaucoup trop morcelés et leurs affleurements sont trop exigus pour pouvoir définir avec certitude les directions dominantes de la mégastructure.

b) *Relations entre la tectonique en grand et les mouvements précoces.* Si nous examinons maintenant les relations entre les directions l_1 des plis précoces et les directions d'ensemble de la tectonique en grand telle qu'elles apparaissent sur des cartes géologiques à échelle suffisante (cf. carte de la zone axiale entre la Cerdagne et le Roussillon [Fontboté et Guitard, 1958, p. 884]) ces directions sont complètement indépendantes.

On peut en déduire un peu sommairement qu'il n'existe pas d'homologie entre grande et petite tectonique. Ce serait un point de vue insuffisant. Indépendants dans l'espace, la mégastructure et les plis précoces le sont aussi dans le temps. La grande tectonique s'est exercée sur des roches antérieurement plissées puisque les plans s_1 sont repris dans la mégastructure : dans une structure comme celle de l'anticlinal du Canigou (cf. Guitard [1958 b, fig. 4, p. 827]) il est difficile d'expliquer l'origine mécanique de la schistosité si on admet la formation simultanée des plans s_1 et de la structure anticlinale. Mais une preuve de la postériorité de la grande tectonique est donnée par la considération du sens de déversement des plis précoces asymétriques dans l'anticlinal du Canigou. Les micaschistes de Balatg, pratiquement épargnés par les mouvements tardifs, montrent de très nombreux plis asymétriques dans les lentilles de quartz. Sur les flancs nord et sud de la structure anticlinale, on observe la disposition figurée ci-dessous (fig. 13). Une telle disposition, où la schistosité est toujours plan axial des plis, n'est concevable qu'en admettant l'antériorité des plis précoces.

Cependant, dans l'enveloppe du massif de Carança, on rencontre des plis couchés asymétriques avec s_1 comme plan axial, dont le sens de déversement sur les flancs nord et sud de l'anticlinal est celui de plis accompagnant la forma-

tion d'une structure en dôme. Ces plis, ont généralement des directions WNW-ESE. On peut penser à d'anciens plis précoces réorientés lors de la formation du bombement anticlinal, ou plus vraisemblablement à des plis tardifs dont le plan axial coïncide avec s_1 (cf. ci-dessus).

Une tectonique en grand a-t-elle accompagné les mouvements précoces ? L'étude de la tectonique de détail montre une diminution générale de l'amplitude des plissements précoces avec la

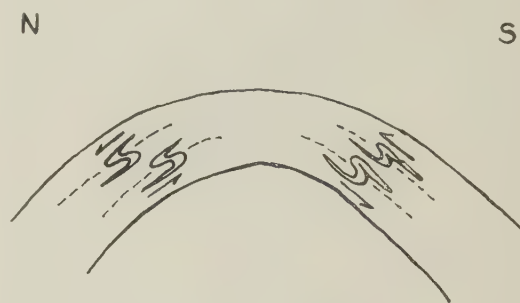


FIG. 13. — Sens de déversement des plis précoces dans les micaschistes de Balatg (Canigou).

profondeur en même temps que s'affirme un style nettement tangentiel. Néanmoins, dans d'autres régions, ces mouvements peuvent s'accompagner de plis à grande échelle (par exemple voir Sutton et collaborateurs [Clifford... 1957] ; grands plis couchés de style « pennique » dans les gneiss de la catazone norvégienne selon P. Michot [1958]). Dans le cas des gneiss stratiformes du Canigou, compris entre un toit et un mur de micaschistes, on peut également penser à de grands plis couchés, à des nappes profondes. Cette hypothèse doit cependant être rejetée : l'étude détaillée des diverses variétés de gneiss ocellés ou leptynitiques, ainsi que celle des intercalations non gneissiques, montrent l'existence d'une polarité lithologique, les critères étant différents au mur et au toit de la formation.

Cependant, l'existence d'une tectonique primorogénique d'assez grande ampleur n'est pas exclue dans la zone superficielle de la série métamorphique.

C'est ainsi que nous avons pu mettre en évidence la structure synclinal du Paléozoïque dans la région de Prats de Mollo. Ce synclinal, dirigé NE-SW plonge faiblement de 25° vers le Sud-Ouest et les linéations l_1 s'ordonnent statistiquement suivant cette direction qui est celle des mouvements précoces.

De même, on observe dans les calcaires dévoniens du synclinal de Villefranche de grands

plis couchés dont les directions sont celles des plis précoces et non celles de la structure d'ensemble du synclinal. Leur disposition (fig. 14) évoque les structures d'écoulement par gravité qui ont été signalées en divers endroits du Dévonien des Pyrénées (voir H. J. Zwart [1954], Kleinsmeide [1960]).

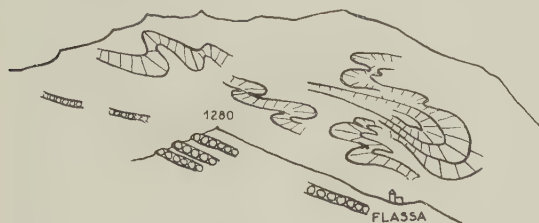


FIG. 14. — Plis précoces dans les calcaires dévoniens du synclinal de Villefranche.

c) *Relations entre les plissements tardifs et la mégatectonique.* Rappelons l'orientation de la structure en grand dans le massif du Canigou et de la Carança : elle varie entre E-W (N 90° E) et WNW-ESE (N 115° E). Or, ce sont aussi les directions de la majeure partie des plissements tardifs. Il y a donc homologie entre les directions tectoniques majeures et les phases tardives de plissement. En plus, les petits plis tardifs asymétriques ont un sens de déversement et des plans axiaux redressés en accord avec l'édification de bombements anticlinaux à grande échelle. Bon nombre de plis qui accidentent certains niveaux calcaréo-dolomitiques dans la série de Canaveilles ont des directions qui coïncident avec celles des plissements tardifs. *Il semble donc que, dans cette région, la tectonique en grand, édifiée tardivement, soit à peu près contemporaine de la phase de plissements tardifs.*

d) *Le problème des fronts de schistosité.* Diverses considérations ont amené P. Fourmarier [1953 par ex.] à distinguer dans les séries plissées à métamorphisme croissant avec la profondeur plusieurs zones tectoniques : zone supérieure sans schistosité, zone à schistosité de fracture limitée en haut par un front supérieur de schistosité, généralement situé à 5-6 000 m de profondeur pendant le plissement, zone à schistosité de flux

limitée en bas par un front inférieur de schistosité qui se situerait à la base de l'épizone, zone à microplissement, enfin zone à foliation dans les gneiss.

L'étude des séries anciennes des Pyrénées, fort complètes et bien entamées par l'érosion, est d'un grand intérêt pour préciser ces notions.

— La schistosité *i. e.* le clivage schisteux apparaît déjà dans les schistes du Culm. Elle est moins développée dans le Dévonien étant donné le caractère essentiellement calcaire de cet étage. *La schistosité prend donc naissance sous une très faible charge et il n'existe pratiquement pas de « front supérieur » de schistosité.* Cette anomalie ne peut être expliquée par la position élevée d'un prétendu « front de migmatisation », puisque ce front n'existe pas dans le cas du Canigou (les migmatites n'apparaissent qu'en profondeur). De plus, la migmatisation ne se produit qu'après la phase tectonique responsable de l'apparition du clivage schisteux. C'est à une constatation analogue que parviennent nos confrères hollandais dans les Pyrénées centrales [Zandvliet, 1960]. Dans d'autres séries anciennes, comme la Thuringe [von Gaertner, 1953], la schistosité se suit sans interruption du Culm à l'Ordovicien : l'exemple des Pyrénées n'est pas isolé.

Dans le massif du Canigou, il n'existe pas non plus de front inférieur de schistosité dans l'épizone. La discordance de la schistosité et de la stratification s'observe encore en pleine mésozone dans les micaschistes de Balatg et les gneiss œillés. Dans les gneiss catazonaux du massif de l'Agly, la schistosité est souvent de type mixte.

— La zone à microplissement très développée dans l'épizone et la mésozone du massif du Canigou fait souvent défaut dans la couverture paléozoïque du massif de l'Agly. Rappelons que son développement éventuel est lié à un événement tectonique indépendant de celui qui a provoqué la formation de la schistosité.

— L'emploi du terme foliation n'est pas nécessaire dans les zones profondes de la série métamorphique : ou la foliation est une surface de recrystallisation mimétique de la stratification, elle s'identifie alors au litage, ou c'est une surface de recrystallisation mécanique donc une schistosité. Litage et schistosité peuvent être accentués par des phénomènes de « différenciation métamorphique ».

Relations chronologiques entre les phases de plissement et les événements pétrologiques majeurs.

Au début de cet article nous avons rappelé comment, dans les vieux terrains des Pyrénées, on peut distinguer deux épisodes pétrogénétiques successifs : le métamorphisme général qui a produit la majeure partie des gneiss à linéation, les micaschistes, etc. et la granitisation régionale ou ultramétamorphisme responsable de la formation des gneiss type migmatite et des massifs granitiques. Or, par une méthode entièrement différente, l'analyse tectonique, on aboutit à des conclusions assez voisines. En plus, on peut apporter des précisions. Le mépris de la tectonique de détail dans l'étude des terrains profonds, qu'affichent avec obstination une grande partie des pétrographes de chez nous, est donc une attitude injustifiée.

La chronologie du métamorphisme et de la granitisation par l'étude des phases de plissements et des linéations se déduit d'observations sur le terrain mais aussi de l'étude microtectonique des roches [Demay, 1942] qui cherche à établir des correspondances entre la cristallisation des minéraux et les traces de mouvements visibles au microscope. Ceci suppose naturellement la connaissance préalable de la tectonique de détail et la constatation d'une bonne homologie entre les observations sur le terrain et au microscope. Nous donnerons ici quelques résultats essentiels et nous renvoyons le lecteur, pour les détails et en particulier pour les microphotographies, à notre thèse à paraître.

1. PLISSEMENTS PRÉCOCES ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL.

a) *L'antériorité de la recrystallisation métamorphique sur les plissements précoces est certaine.* Les faits suivants le prouvent :

— de nombreuses lames-minces taillées au travers de l'intersection clivage schisteux — stratification dans les schistes de l'épizone montrent qu'une recrystallisation des lamelles de mica ou de chlorite s'est produite avant la formation du clivage schisteux. On distingue parfaitement les néophyllites déformées par le clivage et les microplis parasites de celles qui poussent guidées par le clivage.

— en descendant dans la série métamorphique, la recrystallisation suivant les plans s_1 devient de plus en plus marquée dans les micaschistes et tend à effacer les épisodes précédents. Néan-

moins, on trouve dans les andalousites et les cordiérites alignées suivant l_1 des files d'inclusions d'ilménite ou de graphite dessinant des sinuosités irrégulières par *recrystallisation mimétique de microslumping*. Il faut se garder de les confondre avec la persistance de microplis tardifs dans certains porphyroblastes (cf. ci-dessous). Il y a donc eu recrystallisation statique avant les mouvements précoces ;

— rappelons la fréquence des veines et lentilles de quartz d'exsudation plissées par les mouvements précoces dans les schistes et les micaschistes. Leur formation, étroitement liée à la recrystallisation métamorphique, précède le plissement, probablement de peu, sinon elles seraient disposées suivant les plans s_1 mais ne seraient pas plissées.

Dans les Alpes de la Vanoise, F. Ellenberger [1959] a bien mis en évidence l'antériorité de la recrystallisation métamorphique (phyllitisation) sur le plissement.

b) *Les mouvements précoces coïncident avec une intense recrystallisation métamorphique.* Il suffit de se rappeler la liaison directe entre le développement du clivage schisteux et de la schistosité et les plissements précoces. Cela suffit à prouver le synchronisme entre ces mouvements et le métamorphisme général. La modification du style tectonique au fur et à mesure qu'augmente le métamorphisme parle dans le même sens.

De façon générale, les déformations précoces sont paracristallines. Ainsi, dans les micaschistes mésozonaux, la muscovite et la biotite recrystallisent suivant les plans s_1 fonctionnant comme plans de recrystallisation actifs. Dans les micaschistes quartziteux, les petites lamelles de mica, moulant les grains de quartz, sont souvent allongées suivant l_1 , ce qui prouve l'influence directe des contraintes sur la recrystallisation. Dans ces mêmes micaschistes, les porphyroblastes de silicates alumineux se comportent souvent comme des corps passifs, couchés dans la schistosité et moulés par les lamelles micacées. Parfois ils ont englobé la schistosité durant leur croissance et ont roté d'un angle variable autour de l_1 avec ou sans inclusions sigmoïdes, suivant que la rotation s'est produite après ou en cours de croissance. De telles rotations, rappelons-le, ne signifient pas forcément glissement suivant s_1 , mais

peuvent être interprétées par aplatissement perpendiculairement à s_1 [Gonzalez-Bonorino, 1958]. Outre les andalousites systématiquement allongées suivant l_1 , d'autres ont une disposition quelconque dans le plan de schistosité, ce qui indique une croissance postcinématique. C'est le cas en particulier des micaschistes de Balatg, épargnés par les plissements tardifs. Ainsi le caractère statique de la recrystallisation finit par être prépondérant en profondeur où l'activité cristallogénique persiste après les mouvements précoces, comme nous le verrons. L'importance de ces recrystallisations postcinématiques paraît souligner l'influence des périodes de relaxation des contraintes pour la cristallisation des minéraux. Enfin, dans les zones de micaschistes affectées par les plissements tardifs, on voit souvent des porphyroblastes engagés passivement dans ces mouvements.

Quant à la disposition couchée, suivant la schistosité, des yeux feldspathiques des gneiss et souvent leur alignement suivant l_1 , ce sont là des faits prouvant l'influence prépondérante des déformations précoces dans l'acquisition de la structure gneissique.

c) *Migmatites en relation avec les mouvements précoces.* Dans le massif de l'Agly, les migmatites, en de nombreux endroits, se sont formées pendant ou immédiatement après les mouvements précoces. En effet, dans ces roches, les parties granitisées épousent fidèlement les plis précoces montrant parfois une faible tendance à la résorption des plis. Toutefois cette éventualité paraît être spéciale à la zone nord-pyrénéenne.

2. PLISSEMENTS TARDIFS, MÉTAMORPHISME ET GRANITISATION. — Dans la partie supérieure de la série métamorphique, les plissements tardifs s'accompagnent essentiellement de dynamométamorphisme : ils ne provoquent pas beaucoup de recrystallisation ni de rétro-morphose importante. Ces plissements surviennent dans des terrains qui ont cessé d'être actifs du point de vue du métamorphisme.

Cependant dans les zones plus profondes les plissements tardifs s'accompagnent de recrystallisation importante.

a) *Dans certaines parties non granitisées et non migmatisées* de la mésozone, la biotite, la chlorite poussent souvent dans le clivage de fracture ; la cordiérite, l'andalousite peuvent croître en englobant des microplis tardifs typiques. Dans ces roches on doit penser à une continuation de la cristallogénèse dans un milieu non

refroidi et encore susceptible de recrystalliser quand interviennent les mouvements tardifs. Zwart [1960] a également montré l'importance de ce phénomène dans les Pyrénées centrales. Soulignons qu'il peut être entièrement indépendant dans l'espace des phénomènes de granitisation et de migmatisation. C'est ainsi que de telles recrystallisations tardives existent dans les micaschistes du versant sud du massif de Carança dépourvus de granites ou de migmatites.

b) *Dans les zones granitisées et migmatisées.* Dans la zone axiale (Canigou, Albères), les phénomènes de migmatisation et de granitisation sont en général séparés dans le temps du métamorphisme général. En effet, les plissements précoces qui jouent un grand rôle lors du métamorphisme ne s'accompagnent jamais de migmatisation. L'indépendance entre les deux phénomènes est prouvée par :

- l'indépendance des directions de plissements précoces et de plissements synmigmatiques,

- le caractère relique des plissements précoces quand ils sont préservés dans les migmatites.

On peut penser par contre qu'il existe une relation chronologique entre les phénomènes de granitisation et d'ultramétamorphisme et les mouvements tardifs. En effet, ces phénomènes s'accompagnent de mouvements plissant la schistosité, souvent localisés au voisinage des massifs de granite ou de migmatite. Dans le Canigou les plissements des migmatites, lorsqu'ils sont d'origine tectonique, présentent une analogie certaine de style avec les plis tardifs aux divers étages de la série métamorphique. En outre, les directions des plis ont assez voisines de celles des plissements tardifs. Le fait que des veines granitiques soulignent les plans axiaux de ces plis, et matérialisent ainsi un clivage de fracture grossier, prouve le synchronisme entre la migmatisation et les plissements.

Cependant, si la migmatisation débute avec les plissements tardifs, cette coïncidence n'est que temporaire. Migmatisation et granitisation se poursuivent après qu'ont cessé les mouvements tardifs. Dans le Canigou, la majorité des granites et des migmatites sont franchement post-tectoniques. La recrystallisation étant essentiellement isotrope et mimétique, elle tend à homogénéiser et à effacer toutes les structures antérieures y compris les plis tardifs. En divers points (région de Py) les veines granitiques discordantes se sont mises en place dans des micaschistes où l'on ne trouve trace que des seuls mouvements

précoces. Il en est de même en plusieurs endroits du granite de Mont-Louis.

Dans certaines régions, comme le massif de l'Albère une bonne partie des migmatites est syntectonique ou tarditectonique relativement aux mouvements tardifs et les zones discordantes de recristallisation statique, bien que partout présente, sont d'ordinaire à petite échelle.

3. LES PHASES DE PLISSEMENT ET LA DATATION DES PHÉNOMÈNES DE MÉTAMORPHISME ET DE GRANITISATION.

a) *Zone axiale.* Le développement du clivage schisteux au cours des mouvements précoces à la fois dans les terrains anté- et postgothlandiens permet d'affirmer l'âge hercynien du métamorphisme général dans la zone axiale. Ceci est particulièrement net dans le synclinal de Villefranche où le passage du Caradoc au Dévonien se fait par un faciès « gothlando-dévonien » [Cavet, 1957] très calcaireux, ne jouant nullement le rôle de « couche-savon » susceptible de modifier le style tectonique, comme cela est fréquent en d'autres endroits des Pyrénées où le Gothlandien est surtout représenté par des « schistes ampéliteux ». Comme les phénomènes d'ultramétamorphisme et de granitisation sont toujours postérieurs aux mouvements précoces, ils sont évidemment liés à l'orogénèse hercynienne. P. Hupé [1947] a donné d'autres arguments.

b) *Zone nord-pyrénéenne.* Dans la zone nord-pyrénéenne, l'existence de gneiss catazonaux à faciès « granulite » peut laisser croire à la présence d'un ancien bâti précambrien repris dans l'orogénèse hercynienne. Mais il ne semble pas que ce soit le cas. Ainsi dans l'Agly :

— L'étude microtectonique montre le caractère paracrystallin de la déformation provoquée par les mouvements précoces dans les gneiss, celle-ci tendant à se poursuivre après la formation des principaux minéraux constitutifs. On ne peut donc pas dissocier ces mouvements et le métamorphisme général de haut degré.

— comme ces déformations sont les plus anciennes traces de mouvements tectoniques décelables dans la série métamorphique et qu'elles se retrouvent avec même style et même directions axiales à tous les niveaux de la série, Ordovicien compris, force est de reconnaître l'âge paléozoïque du métamorphisme général dans ce massif. L'argument tectonique s'ajoute à ceux déjà avancés à l'appui de cette thèse [Guitard et Raguin, 1958]. L'âge hercynien des mouvements précoces dans l'Agly est très probable. L'étude des plis et des linéations dans le Caradoc, représenté sur la feuille de Perpignan et dans le Dévonien, devrait permettre de transformer cette probabilité en certitude.

L'auteur remercie MM. R. Byranjee et H. J. Zwart, ainsi que M. P. Hupé, dont les discussions sur le terrain lui ont été utiles pour comprendre les problèmes de tectonique dans le Canigou.

Bibliographie.

- BELLIÈRE J. (1957-1958). — Contribution à l'étude pétro-génétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXXI, p. M 1-M 198, 1 pl.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 254.
- CLIFFORD F., FLEURY M. J., RAMSAY J. G., SUTTON J. et WATSON J. (1957). — The development of lineations in complex fold systems. *Geol. Mag.*, vol. XCIV, p. 1-23.
- DEMAÏ A. (1942). — Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- DIETRICH R. V. (1959). — Development of pygmatic features within a passive host during partial anatexis. *Beitr. Min. u. Petr.*, Bd 6, p. 357-366.
- ELLENBERGER F. (1959). — Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- FONTBOTÉ J. M. et GUITARD G. (1958). — Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 884-890.
- FOURMARIER P. (1953). — Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées. *C. R. 19^e Congr. géol. intern. Alger*, 1952, sect. III, fasc. III, p. 117.
- GAERTNER H. R. VON (1953). — Grossräumige Deformation durch Schieferung. *Ibid.*, sect. III, fasc. III, p. 213.
- GOGUEL J. (1945). — Sur l'origine mécanique de la schistosité. *B. S. G. F.*, (5), XV, p. 509-522.
- (1950). — Traité de tectonique. Masson et C^{ie}, Paris.
- GONZALEZ-BONORINO F. (1958). — El origen mecanico de la esquistosidad. *Fac. Cienc. Esc. nat. Univ. Buenos-Ayres*, t. II, 2, p. 29-94.
- GUITARD G. (1955). — Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (6), V, p. 441-469.
- (1958 a). — Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 23-26.

- (1958 b). — Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 825-852.
- (1960). — Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans le massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 2554-2555.
- GUIARD G. et RAGUIN E. (1958). — Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *Ibid.*, t. 247, p. 2385-2388.
- HUPÉ P. (1947). — Sur l'âge des migmatites dans les Pyrénées. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 85-86.
- KARL F. (1954). — Der derzeitige Stand bachsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. *Jahrb. geol. Bundesanst.*, Bd XCVII, p. 113-152.
- KLEINSMEIDE W. F. J. (1960). — Geology of the Valle de Aran (Central Pyrénées). *Leidse geol. Med.*, D. 25, p. 129-246.
- MICHOT P. (1958). — Structures tectoniques dans la catazone norvégienne. *Bull. Ac. r. Belgique*, 5^e sér., t. 2, p. 209.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1955). — Granites à enclaves dites déplacées et naissance *in situ* de schistosités discordantes ou contournées. In *Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basique*, 48^e Coll. intern. C. N. R. S. *Sciences Terre*, Nancy, n^o h. sér., p. 105-115.
- RAGUIN E. (1938). — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 11-35.
- RAMSAY J. G. (1960). — The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *Journ. Geol.*, vol. 68, p. 75.
- SITTER L. U. DE (1956). — *Structural geology*. London, MacGraw Hill.
- (1958). — Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnb.*, D. 20, p. 277-286.
- SUTTON J. et WATSON J. (1959). — Structures in the Caledonides between Loch Duich and Grenely, NW Highlands. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. CXIV, p. 231-257.
- ZANDVLIET (1960). — The geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrénées. *Leidse geol. Meded.*, D. 25, p. 1-127.
- ZWART H. J. (1953). — La géologie du massif de Saint-Barthélemy, Pyrénées ariégeoises. *Ibid.*, D. 18, p. 1-228.
- (1960). — Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession. *Geol. Mijnb.*, D. 22, p. 163-180.

Observations.

M. F. ELLENBERGER félicite M. Guitard pour sa très importante communication appelée à faire date dans l'évolution des idées sur le métamorphisme hercynien en France ; il est remarquable que dans les Pyrénées, comme dans les Alpes, le clivage schisteux et la linéation datent de la phase principale de métamorphisme général. M. F. Ellenberger demande si, dans ces conditions, le fait que les surfaces d'isométamorphisme s'ordonnent souvent parallèlement aux étages du Primaire ne se reliait pas en réalité à l'influence du socle anté-paléozoïque en état de palingénèse.

M. GUITARD précise que parmi les surfaces « métamorphiques » il faut bien distinguer deux choses :

1) les surfaces d'isométamorphiques *i. e.* les isogrades qui n'ont pas de rapports précis avec les étages du Primaire dans le Canigou et ailleurs ;

2) certaines surfaces métamorphiques, comme celles qui limitent les massifs de gneiss œillés stratiformes, correspondent à d'anciennes surfaces stratigraphiques, à la tectonique près. Ces gneiss ont été formés par la recristallisation de sédiments ayant une composition appropriée.

Précisions nouvelles sur *Libytherium maurusium* POMEL, Giraffidé du Villafranchien d'Afrique

par Camille ARAMBOURG *.

PLANCHE XXII.

Sommaire. — La mandibule type de *Libytherium maurusium* POMEL fait partie des collections de géologie de la Faculté d'Alger. L'assemblage des fragments qui la constituent étant défectueux, l'auteur en présente une nouvelle reconstitution et attribue à ce genre et à cette espèce de nombreux restes de *Sivatherinae* d'Afrique du Nord et d'Afrique orientale.

J'ai, il y a quelques années [1948], décrit une ramure de *Sivathériné* différente de celle du genre *Sivatherium* et qui provenait du gisement villafranchien supérieur de l'Aïn Hanech près de Saint-Arnaud (Constantine), où elle avait été trouvée associée à des dents caractéristiques du groupe. J'avais rapproché cette ramure de la mandibule, de même âge géologique, autrefois décrite par Pomel sous le nom de *Libytherium maurusium*. Un peu plus tard, j'avais recueilli, en Tunisie, dans le gisement Villafranchien du lac Ichkeul, une mandibule de *Sivathériné* que j'avais attribuée à *L. maurusium* [Arambourg et Arnould, 1949]. Par ailleurs, à diverses reprises, plusieurs auteurs, Haughton (1922), Hopwood (1934, 1936), Dietrich (1937, 1942), Arambourg (1947), avaient signalé, en Afrique orientale et en Afrique australe, la présence, dans des niveaux chronologiquement équivalents de notre Villafranchien, des restes fossiles de grands Giraffidés du groupe des *Sivathérinés* et les avaient attribués, selon les cas, à *Libytherium*, *Sivatherium* ou *Griquatherium*. Depuis cette époque les fouilles effectuées à Oldoway par le Dr et M^{me} Leakey ont livré une grande quantité de débris osseux de grands *Sivathérinés* et en particulier des ramures complètes. Ces dernières sont identiques à celles que j'avais recueillies dans le gisement de l'Aïn Hanech et il ne fait aucun doute que le fossile nord-africain et celui d'Oldoway n'appartiennent au même genre et à la même espèce¹.

Au cours d'un récent travail MM. Singer et Boné ont tenté l'interprétation de l'ensemble des

restes connus de *Sivathérinés* africains et leur étude, parfaitement documentée, conclut, elle aussi, à l'identité du *Sivathériné* de l'Aïn Hanech à celui de l'Afrique orientale et australe. Mais ils en séparent, pour des raisons qui seront discutées plus loin, le type du *Libytherium* de Pomel, qui appartiendrait, selon eux, à un genre différent, et ils réunissent tous les autres sous le nom de *Sivatherium olduswaiense*.

Cette conclusion est fondée sur la description et sur la figure, données par Pomel, du type de *Libytherium*. Il s'agit de la mandibule d'un individu âgé, appartenant à la famille des Giraffidés et qui, à première vue, présente des anomalies assez curieuses, notamment par la brièveté de sa région antérieure et surtout par la structure de sa dernière prémolaire. Cette dent, en effet, d'après la figure et la description données par Pomel, est remarquable par sa muraille linguale largement ouverte par suite de la séparation complète du métaconide et du parastylide². En outre, un fragment de prémolaire³ accolé au bord antérieur de la précédente correspondait à une dent de volume très réduit. Pomel avait interprété ces deux prémolaires comme une P₄

* Note présentée à la séance du 5 décembre 1960.

1. A noter que stratigraphiquement et paléontologiquement le niveau 1 d'Oldoway correspond au Villafranchien supérieur de l'Afrique du Nord.

2. Ce dernier est bifide, comme il arrive fréquemment, et présente un tubercule distal qui peut représenter un rudiment de paraconide.

3. Sur la pièce actuelle, ce fragment de dent a disparu ; il n'en subsiste qu'un fragment de racine.

et un fragment de P_3 et il en avait conclu à une réduction et à une brièveté exceptionnelles de la série prémolaire.



FIG. 1. — Simili du type de *Libytherium*, $\times 1/2$; d'après POMEL [1893, pl. VI, fig. 2].

Il avait cependant reconnu les affinités de ce fossile avec *Sivatherium giganteum* de l'Inde ;

mais il l'en avait distingué spécifiquement en raison de sa taille plus faible. Quant au point de vue générique, voici ce qu'en dit Pomel :

« ... Quant au genre (*Sivatherium*) il paraît différer aussi par sa troisième avant-molaire bilobée, par un bourrelet basilaire à ses dents, par l'absence de pointe interlobaire et par le festonnement du repli d'émail entre les demi-cylindres... ».

Le type de *Libytherium*, conservé à Alger dans les collections de géologie de la Faculté des Sciences, était conforme à la description de Pomel et ne présentait extérieurement aucune anomalie visible. C'est pourquoi, il y a quelques années, recueillant, comme je l'ai indiqué plus haut, une mandibule complète de *Sivathériné* dans le gisement villafranchien de l'Ichkeul en Tunisie, j'avais, tout en attribuant ce fossile à *Libytherium*, fait observer que, contrairement au type de Pomel, sa dernière prémolaire (P_4) était, par suite du développement d'un large métaconide rejoignant le parastylide, nettement molarisée, comme chez tous les *Giraffidae* connus ; mais, pour des raisons biogéographiques, j'avais jugé qu'il devait cependant s'agir de la même espèce. J'ai eu, depuis, l'occasion d'examiner des restes de *Sivathérinés* villafranchiens de diverses provenances africaines, et, toutes les fois où leur P_4 était conservée, sa molarisation était conforme à ce qui est la règle générale du groupe.

La mandibule décrite par Pomel paraissait donc constituer parmi les *Giraffidae* une anomalie vraiment exceptionnelle. C'est pourquoi j'ai voulu procéder à un nouvel examen de cette pièce, ce qui m'a été possible grâce à l'obligeance de M. Laffitte, professeur de Géologie appliquée à Alger, qui a bien voulu me la confier et à qui j'adresse mes sincères remerciements.

*
* *

A première vue, cette pièce, exactement conforme comme je l'ai dit à la figuration qu'en a donnée Pomel⁴, ne laissait rien apercevoir extérieurement de sa structure (voir fig. 1) : une épaisse couche opaque de gomme laque brune en recouvrait toute la surface, dont elle masquait tous les détails.

Un décapage minutieux a rétabli cette pièce dans son aspect réel, tel qu'on peut le voir sur la Pl. XXII en comparaison avec la fig. 1 du texte.

4. Par suite des procédés de lithogravure employés à l'époque, la figure donnée par Pomel est inversée et symétrique par rapport à l'original.

Il est apparu clairement que cette mandibule se composait en grande partie (sauf sa moitié postérieure comprenant la série M_1 - M_3) de fragments séparés, dont plusieurs sans aucun point de contact ni aucune connexion entre eux. Réunis à grand renfort de plâtre, leur assemblage constitue une mosaïque fantaisiste qui dénature complètement l'aspect et surtout les caractères essentiels de ce fossile. D'après Pomel, cette pièce lui avait été remise par M. Brunie, agent-voyer en chef du département d'Oran, qui l'avait découverte dans une carrière de grès de sa propriété de Saint-Charles, faubourg situé à l'E d'Oran⁵. Il est vraisemblable que M. Brunie n'a pu recueillir de cette mandibule brisée par les carriers, qu'une partie de ses fragments et a tenté de la reconstituer avant de la remettre à Pomel. Ce dernier ne pouvait s'apercevoir, étant donné l'épaisseur de vernis qui la recouvrait, des défauts de cette restauration.

Il est maintenant possible de discerner que la partie la plus endommagée correspond à la région moyenne de la mandibule, au niveau de la série des prémolaires, et il est probable que la véritable P_4 a été brisée ou perdue, comme la plus grande partie des fragments osseux correspondant à cette région.

Il est visible qu'à l'origine la pièce comprenait deux fragments principaux, sans points de contact entre eux ; celui correspondant à la série M_1 M_3 , dont il a été question (marqué I sur la fig. 2), et celui correspondant à la région symphysaire (marqué II sur la fig. 2). Le fragment III, qui porte la prémolaire, paraît relié au fragment II, à en juger par le contact de la racine de la première prémolaire (dont la couronne a disparu) avec le remplissage du canal dentaire de la pièce II ; il en est de même du fragment IV, sur la face linguale, qui paraît en connexion, lui aussi, avec ce remplissage. La limite entre les deux fragments I et II passe par conséquent entre la première molaire (M_1) et la prémolaire considérée comme P_4 par Pomel. Il est en effet nettement visible que le contact entre ces deux dents sur la pièce originale est artificiel, car toute la moitié postérieure de la prémolaire est en plâtre, ainsi que sa 2^e racine. De plus, l'extrémité distale de la lame osseuse qui forme le bord alvéolaire de la prémolaire ne s'accorde nullement avec l'extrémité mésiale de celle qui forme le bord alvéolaire de M_1 , et montre qu'il n'existait aucun contact entre elles.

Enfin, les pièces osseuses *a* et *b* avec lesquelles on a formé le bord ventral du corps mandibulaire sous M_1 M_2 ne sont certainement pas en place, et, de plus, mal orientées ; d'ailleurs la

section anormalement gonflée du corps mandibulaire à leur niveau sur la face labiale, ainsi que la dissymétrie qui en résulte dans la section de l'os à ce niveau, démontrent nettement l'inexactitude de la restauration. Il est donc certain que les fragments I et II étaient séparés par une certaine distance dont la substance osseuse a été accidentellement détruite.

Et ceci fait disparaître l'anomalie apparente présentée par la prémolaire qui subsiste, car sa structure est celle d'une P_3 typique et non d'une P_4 . On sait en effet, que, chez les *Giraffidae*, la molarisation des prémolaires inférieures est beaucoup plus avancée que celle de tous les autres Ruminants, sauf de certains Bovidés récents. Depuis les genres actuels *Giraffa* ou *Okapi*, jusqu'aux formes les plus anciennes du Miocène : *Paleotragus*, *Sivatherium*, *Helladotherium*, etc. (voir fig. 3), P_4 est toujours molarisée : sa muraille linguale est complètement fermée par le développement d'un large métaconide rejoignant le parastylide, et la dent présente ainsi sensiblement la structure et l'aspect d'une molaire, sauf que son lobe distal est un peu plus court que le mésial. Je ne connais aucune exception à cette règle dans la série des *Giraffidae*, et l'on peut considérer que, dans ce groupe de Ruminants, la molarisation de la P_4 est un facteur constant et caractéristique.

Par contre P_3 , bien que pouvant être aussi parfois molarisée (comme chez *Palaeotragus roueni*), est le plus souvent de structure plus primitive avec sa muraille linguale largement ouverte par suite de la séparation du métaconide rudimentaire et du parastylide. La prémolaire conservée sur le type de *Libytherium* possède la structure typique d'une P_3 , et, si elle avait été recueillie isolément, elle n'aurait jamais été considérée, par aucun spécialiste, comme une P_4 ⁶.

5. Le gisement qui a fourni la mâchoire de *Libytherium* est constitué par les atterrissements continentaux du Villafranchien : sables dunaires consolidés et argiles éluvienues qui font immédiatement suite, en concordance, aux grès marins du Calabrien dont elles sont le faciès de régression. En ce point, le Calabrien est lui-même en concordance avec les grès et sables à *Flabellipecten flabelliformis* du Pliocène marin, qui recouvrent à leur tour les marnes et tripolis du Miocène supérieur (« Sahélien », « Tortonnien », « Tortono-Sahélien » ou « Messinien » selon les auteurs). Cet ensemble est encore exploité à l'E d'Oran, dans les carrières de Gambetta-Saint-Eugène où toute la série est bien visible. C'est dans le même gisement villafranchien que furent aussi découverts les restes d'Équidés tridactyles, types de l'« *Hipparion* » (*Stylohipparion*) *libycum* de POMEL, qui est aussi l'un des éléments caractéristiques du Villafranchien d'Afrique.

6. Il faut remarquer qu'à l'époque où Pomel décrivait ce fossile, les connaissances sur les détails de structure et l'évolution des dentitions des Ruminants en général, et particulièrement des *Giraffidae*, étaient beaucoup moins précises qu'aujourd'hui ; au

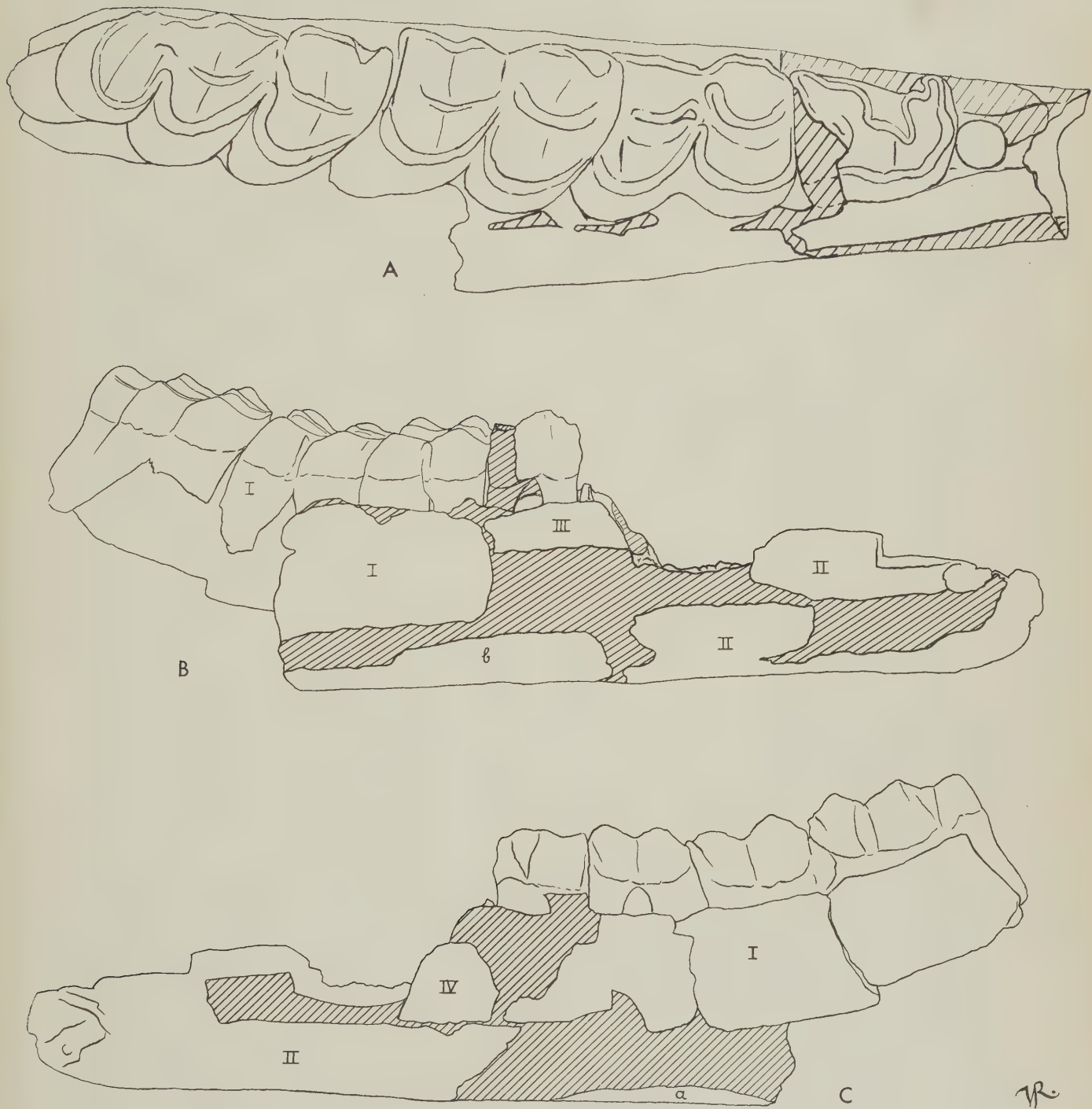


FIG. 2. — Type de *Libytherium maurusium*, après décapage. Les zones hachurées correspondent aux parties reconstituées en plâtre.

A : face occlusale, $\times 9/10$. — B : face labiale, $\times 1/2$. — C : face linguale, $\times 1/2$.

Si, lorsqu'a été découverte la mandibule de *Libytherium*, la P_4 existait sur la pièce en place, elle a dû être perdue ou détruite au cours de l'extraction de ce fossile, en même temps que la portion osseuse de la branche mandibulaire qui lui correspondait.

Dans ces conditions, on peut reconstituer la mandibule à peu près dans son état initial suivant la fig. 4.

On voit alors que la brièveté anormale de la région lactéale disparaît, et que la mandibule de *Libytherium* rentre dans les normes de celles

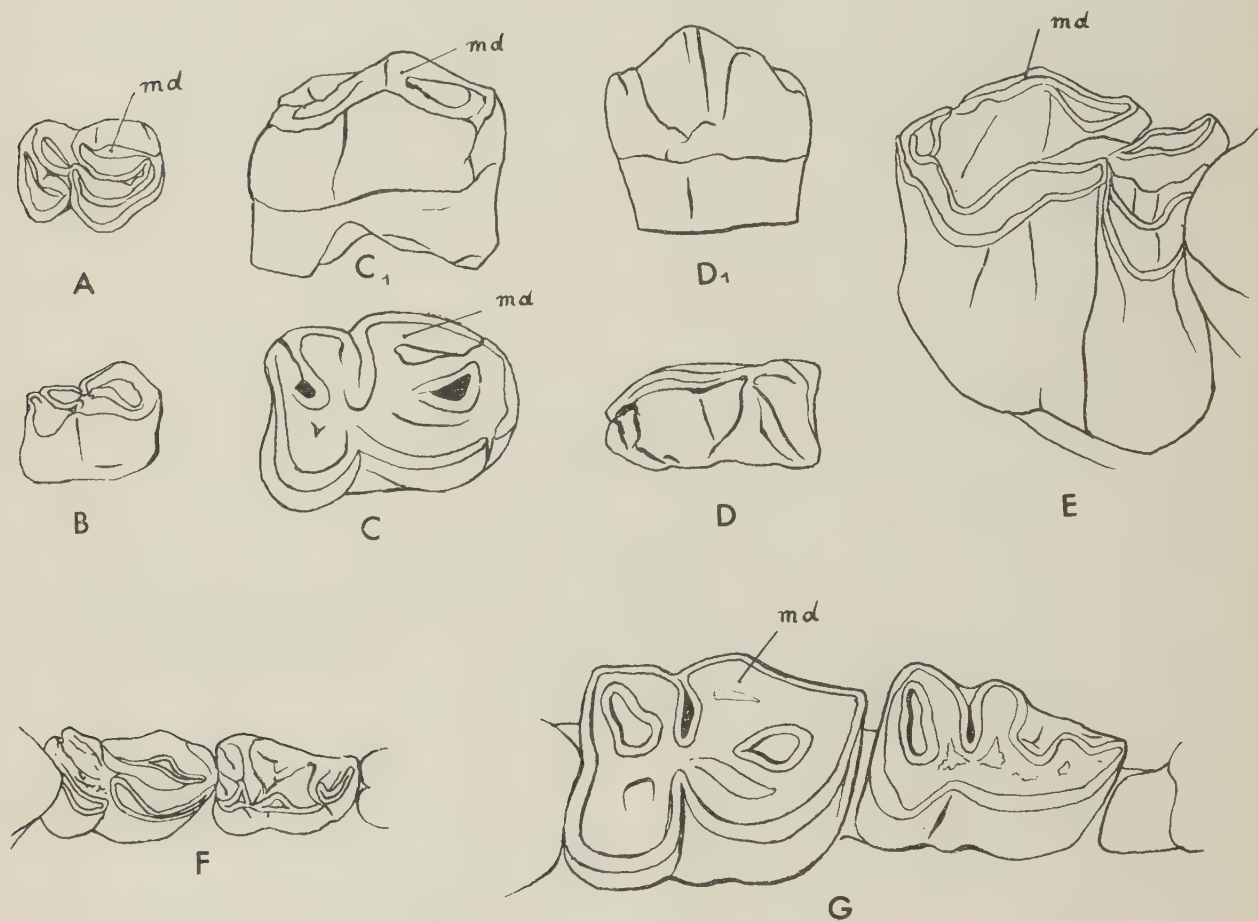


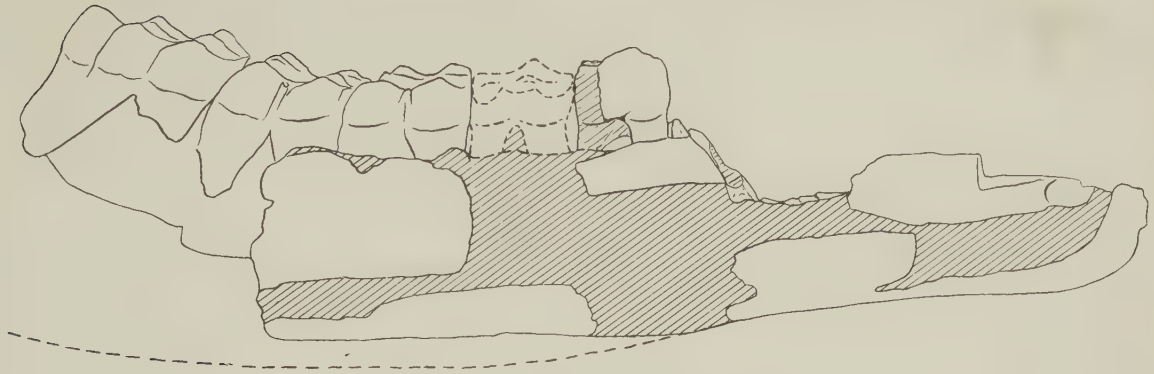
FIG. 3. — P_3 et P_4 de quelques Giraffidae, $\times 1$.

A : P_4 d'*Okapi*, face occlusale ; B : P_4 de *Palaeotragus roueni*, face labiale ; C, C_1 , D, D_1 : P_3 et P_4 de *Decennatherium pachecoi*, faces occlusales et labiales ; E : P_4 de *Hydasitherium grande* face labiale ; F : P_3 et P_4 de *Palaeotragus quadricornis* faces occlusales ; G : P_3 et P_4 de *Helladotherium gaudryi* faces occlusales ; md : métacone. Ces figures sont empruntées à divers auteurs : Gaudry, Lydekker, Neuville et Rotschild, Bohlin, Crusafont.

des autres *Sivatherinae*. C'est ainsi que, comparés à ceux de la mandibule provenant du lac Ichkeul, les rapports de longueur entre la région lactéale (c'est-à-dire de la région comprise entre le bord incisif et la première molaire) et la longueur totale de la série dentaire (du bord incisif au bord distal de M_3), sont du même ordre de gran-

deur : 62,2 % chez *Libytherium* restauré, 65,3 % chez le fossile tunisien (tabl. 1). Ce rapport n'est que de 58 % sur la pièce telle que l'a interprétée Pomel.

surplus, Pomel ne disposait point en Algérie des matériaux de comparaison suffisants qui eussent pu attirer son attention.

FIG. 4. — Reconstitution de la mandibule de *Libytherium*, $\times 2/5$.

	<i>Libytherium maurusium</i>		<i>Libytherium</i> du lac Ichkeul	<i>Libytherium</i> du Soudan ¹	<i>Palaeotragus</i> <i>coelophrys</i> ² (Muséum)
	d'après POMEL	reconstitué			
Longueur totale (L) (du bord incisif au bord distal de M ₃).	310 mm	344 env.	430	426	280
Distance (D) du bord incisif à M ₁	180	214	280	171	187
Longueur M ₁ — M ₃	132	132	151	155	106
Rapport $\frac{D \times 100}{L}$	58	62,2	65,3	63,7	66,7

TABLEAU 1.

1 : Cette pièce provient du Villafranchien du Bahr-el-Ghazal, où elle a été recueillie par M. Coppens qui m'a aimablement autorisé à en tenir compte. — 2 : Pontien de Maragha.

Il n'est donc plus possible de séparer les divers restes de Sivathérinés découverts en Afrique du Nord du type de *Libytherium*. Il paraissait d'ailleurs, *a priori*, assez anormal biologiquement qu'à la même époque, et dans des biotopes identiques, deux grands Sivathérinés, très voisins l'un de l'autre, aient pu coexister ; c'est, en partie, cette anomalie qui m'a incité à reprendre l'étude du type de Pomel.

*
* *

LE GENRE *Libytherium*. — Dans leur mémoire, MM. Singer et Boné, après avoir restreint le genre *Libytherium* au seul spécimen décrit par

Pomel, ont attribué au genre *Sivatherium* tous les autres restes fossiles de *Sivatherinae* africains, en se fondant sur la morphologie des ramures trouvées associées, aussi bien en Afrique du Nord qu'en Afrique orientale et australe, aux séries dentaires qui les accompagnent. Leur argumentation est basée sur la variabilité morphologique des ossicônes céphaliques des *Giraffidae*, et elle est illustrée par toute une série de figures qui montrent que, dans le genre *Giraffa*, le nombre et la longueur des ossicônes est variable dans d'assez larges proportions. Ces faits ne sont pas contestables, mais ils ne portent que sur des dimensions absolues ou des proportions et n'affectent en rien la morphologie générale et la direction des ossicônes étudiés.

Or, entre la lourde ramure bien connue, dressée, ramifiée, comprimée et contournée de *Sivatherium*, et celles découvertes à l'Aïn Hanech, à Oldoway ou en Afrique australe, qui sont simples, formant deux longues branches largement divergentes en croissant et ornées seulement de quelques protubérances obtuses à leur bord externe, il ne paraît pas y avoir de commune mesure, car ces différences vont bien au-delà des limites de variabilité observées sur les ossicônes du genre actuel *Giraffa*. J'ajouterai que les membres de *Libytherium*, dont je possède un certain nombre de pièces provenant de l'Ichkeul, de l'Aïn Hanech et de l'Aïn Brimba, paraissent un peu moins massifs que ceux de *Sivatherium*. Le genre *Libytherium* et l'espèce *maurusium* sont donc valables et leur diagnose doit, à la suite de ces observations, être rédigée de la façon suivante :

Genre *Libytherium*.

« Sivathériné muni de grands ossicônes pariétaux simples, largement arqués et divergents, peu comprimés, non ramifiés, mais ornés à leur bord externe de tubercules plus ou moins sail-lants. Molaires et prémolaires de type Giraffidé normal, sans bourrelets cingulaires ; colonnettes

ou tubercules interlobaires irrégulièrement présents. Membres et extrémités courts, mais moins massifs que ceux de *Sivatherium*.

ESPÈCE. — Une seule espèce actuellement connue, *Libytherium maurusium*, répandue dans le Villafranchien de toute l'Afrique⁷ ; caractères du genre.

TYPE = mandibule du Villafranchien supérieur des environs d'Oran, décrite et figurée par Pomel [1892, 1893].

HYPOTYPE = ramure provenant du Villafranchien supérieur de l'Aïn Hanech [Arambourg, 1948, p. 178, fig. 1].

SYNONYMIE DE L'ESPÈCE.

1932. *Orangiatherium vanrhyni* v. HOEPEN, *Pal. Nav. Nas. Mus.*, vol. 2, part 5, p. 63.
1934. *Helladotherium oldowaiensis* HOPW., *Ann. Mag. nat. Hist.*, (10), vol. 14, p. 549.
1936. *Sivatherium oldowaiense* HOPW., *Ibid.*, (10), vol. 17, p. 636.

7. *Libytherium* n'a jamais été rencontré au-delà du Villafranchien. Sa présence annoncée par Reygasse, d'après Boule, dans un gisement du Pléistocène supérieur des Châachas dans le Sud constantinois, est due à une erreur de détermination.

Bibliographie.

- ARAMBOURG C. (1948). — Un Sivathériné nord-africain : *Libytherium maurusium* POMEL. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 177-179, 1 fig.
ARAMBOURG C. et ARNOULD M. (1949). — Note sur les fouilles paléontologiques exécutées en 1947-48 et 1949 dans le gisement villafranchien de la Garaet Ichkeul. *Bull. Soc. Sc. nat. Tunisie*, vol. 2, p. 149-157, 1 coupe, 4 pl.
BOHLIN B. (1926). — Die Familie *Giraffidae* mit besonderer Berücksichtigung der fossilen Formen aus China. *Pal. Sinica*, ser. C, vol. 9, n° 1, 174 p., 254 fig., 12 pl.
LYDEKKER R. (1882). — Indian tertiary and post-tertiary Vertebrata : Siwalik *Camelopadarlidae*. *Pal. Indica*, ser. X, vol. II, p. 99-142, 12 tab., 7 pl.
POMEL A. (1892). — Sur le *Libytherium maurusium*, grand Ruminant du terrain pliocène plaisancien d'Algérie. *C. R. Ac. Sc.*, t. 115, p. 100-102.
— (1893). — Caméliens et Cervidés. *Carte géol. Algérie, Paléontol., Monogr.*, p. 5-52, 8 pl.
SINGER R. et BONÉ E. (1960). — Modern Giraffes and the Fossil Giraffids of Africa. *An. South Afr. Mus.*, vol. 45, p. 375-548, 52 pl., 27 fig.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XXII.

Type de *Libytherium maurusium* (coll. de géologie de l'Université d'Alger).

FIG. 1. Face occlusale, $\times 9/10$. — FIG. 2. Face labiale, $\times 1/2$. — FIG. 3. Face linguale, $\times 1/2$.

Observations stratigraphiques et tectoniques sur le Bathonien supérieur de l'Aisne

par Jean-Claude FISCHER*.

Sommaire. — Pour établir, dans cette région, la succession précise des niveaux du Bathonien supérieur, aux faciès variables et peu différenciés, il est nécessaire d'avoir recours à une étude très minutieuse du terrain, de proche en proche, et appuyée sur des données faunistiques bien établies. Piette avait consacré à cette tâche de nombreuses années et avait abouti à des résultats stratigraphiques simples et fort judicieux, que certaines erreurs imputables à d'autres auteurs étaient venues ultérieurement compliquer.

Un nouvel examen, à la fois stratigraphique et tectonique, a pu permettre, en décelant ces erreurs, de clarifier les raccordements fondamentaux de ce terrain et aussi de préciser l'âge des accidents tectoniques qui ont pu y être décelés.

Situés à l'extrémité occidentale de la bordure jurassique qui cerne le NE du Bassin parisien, les affleurements du Bathonien supérieur, dans le département de l'Aisne, se réduisent à quelques lambeaux étroits et espacés le long de la vallée du Thon. Ce sont, d'Ouest en Est : Origny-en-Thiérache, Bucilly (partie comprise entre la Hérie et Martigny), Leuze, Aubenton. C'est sur les affleurements de Bucilly, les plus importants, que nous porterons toute notre attention. Au-delà vers l'Est, sur le territoire des Ardennes, les dépôts de Rumigny s'y rattachent étroitement et les renseignements qu'ils fournissent en font un point de comparaison qui ne saurait être négligé ici.

Complétant les travaux de d'Archiac [1843] ; Piette [1855] a établi une division détaillée des niveaux bathoniens dans l'Aisne et les Ardennes, mais il a passé sous silence les affleurements de Bucilly et de Martigny, s'attachant plus particulièrement à décrire ceux d'Éparcy et de Rumigny.

Six [1879], le premier, a publié une description sommaire des calcaires de Bucilly ; Gosselet [1881], reprenant les observations de Six et contredisant en partie les travaux antérieurs, a décrit pour les affleurements allant de la Hérie à Martigny une succession très différente de celle définie par Piette pour l'ensemble des deux départements.

Rappelons ici que Dutertre avait réuni sur cette région une grande partie des éléments constituant sa thèse, regrettamment détruite pendant les hostilités de 1940 où il trouva la mort. Il avait auparavant publié un compte rendu d'excursions [1926].

Plus récemment, au cours de sa vaste étude sur le NE du Bassin parisien, M. A. Bonte [1941] a été amené à préciser certains points en établissant notamment des correspondances avec les niveaux anglais.

En dépit des nombreuses connaissances déjà réunies sur ce sujet, et dont les travaux cités ici font état, la constitution même du Bathonien supérieur de l'Aisne demeure imprécisée par le fait des profondes divergences existantes entre les observations de Gosselet et de Piette.

Le but de ce travail est donc, en premier lieu, de déterminer la succession précise des horizons dans l'Aisne et plus spécialement à Bucilly, où apparaîtront d'importantes particularités dans la structure et la faune des différents niveaux. Il sera procédé ensuite à un examen minutieux des ondulations déjà signalées mais insuffisamment précisées jusqu'ici.

Ces observations aboutiront naturellement à rechercher une relation entre les particularités

* Note présentée à la séance du 5 décembre 1960.

de certains affleurements et la présence d'ondulations. Une telle relation, si elle pouvait être mise en évidence, permettrait, comme appli-

cation directe, de fixer l'époque où se sont produits les mouvements décelables dans le terrain bathonien de l'Aisne ¹.

I. Stratigraphie.

Une certaine uniformité dans les faciès, l'absence presque absolue d'Ammonites et la fréquence inégale des Brachiopodes rendent généralement difficile la différenciation des niveaux qui se sont succédés dans cette région pendant la durée du cycle bathonien.

Au-dessus des dépôts variablement blancs ou jaunes du Bathonien moyen, généralement pseudo-oolithiques avec grosses oolithes, ailleurs typiquement miliaires ou finement oolithiques, la transformation s'opère graduellement et indistinctement vers les calcaires pseudo-marneux du Cornbrash. Il apparaît de ce fait bien difficile d'établir, au point de vue lithologique, la limite de base du Bathonien supérieur. M. Bonte l'avait fixée, en 1941, à l'apparition, aussi abondante que brutale, de *Rhynchonella decorata* ; pour conventionnelle que soit cette limite, elle présente le grand intérêt d'être aisément décelable sur l'ensemble de notre région, aussi apparaît-il pratique de l'adopter ici ².

Sur le territoire des Ardennes, la partie supérieure du Bathonien se trouve largement représentée et par conséquent mieux connue. Il convient donc, en premier lieu, de donner la succession des niveaux à Rumigny afin de constituer une base indispensable à l'étude des affleurements plus occidentaux. Les dépôts du Bathonien supérieur atteignent en cet endroit 15 m de puissance ; les niveaux s'y trouvent disposés selon la coupe théorique suivante que j'emprunte en partie aux auteurs précédents, en la complétant d'après mes propres observations et en y indiquant les espèces les plus caractéristiques ou les plus communes que j'y ai récoltées ³.

(IV) 10 à 12 m. Calcaire oolithique jaunâtre, dénué de fossiles. C'est le niveau des calcaires marneux supérieurs de Piette, assimilé par M. Bonte au Cornbrash supérieur (zones à *sublagenalis* et à *lagenalis*).

Piette indique que ces calcaires « portent la trace de puissantes érosions et que la surface de leurs derniers bancs a été percée par de nombreuses Pholades ». Il s'agit donc bien là de l'époque terminale du Bathonien, à laquelle a succédé la régression anté-crétacée.

(III) 1 à 2 m. Calcaires submarneux jaunes, avec *Rhynchonella elegantula* BOUCH., *Cerithyris intermedia* SOW., *Ornithella obovata* SOW. var. *perobovata* WALKER, *Dictiothyris coarctata* PARK., *Limopsis oolitica* BUV., *Maleagrinella echinata* SMITH, *Lima subcardiiformis* GREPPIN, *Os-*

trea ampulla D'ARCH., *Lopha costata* SOW., *Homomya gibbosa* SOW., *Cossmanna bathonica* RIG. et SAUV., *Bactrotyxis axonensis* D'ORB., *Cylindrites thorenteus* BUV., *Anabacia orbulites* LAMOUR., *Montlivaultia articulata* FROM., *Nucleolites clunicularis* BLAINV., *Acrosalenia hemica-roides* WRIGH.

C'est le niveau des calcaires marneux inférieurs de Piette, assimilé par M. Bonte au Cornbrash inférieur (zone à *intermedia*).

(II) 2 à 3 m. Calcaire pseudo-oolithique blanc avec passées marneuses : *Rhynchonella arcelini* LISS., *Epithyris maxillata* SOW., *Eudesia cardium* LMK., *Exogyra crassa* SMITH, *Lucina depressa* MORR. et LYC., *Cossmanna multistriata* PIETTE, *Pseudotrochalia patella* PIETTE, *Ceritella phasianoides* MORR. et LYC., *Anabacia orbulites* LAMOUR.

C'est le niveau à « *Nerinea patella* » de Piette, assimilé par M. Bonte au Forest Marble.

(I) 1 m. Calcaire pseudo-oolithique blanc : *Rhynchonella decorata* SCHL., *Corbis lajoi* D'ARCH., *Pterocardia pesbovis* D'ARCH., *P. subminuta* D'ORB., *Amberleya bathonica* COX et ARK., *Amberleya nodifera* PIETTE, *Neritoma nuda* PIETTE, *Diatinostoma tuberculosum* PIETTE, *Campanilopsis margaritifera* D'ARCH., *Ceritella undulosa* PIETTE, *Montlivaultia tenuiradiata* FROM.

C'est le banc à *R. decorata*, que M. Bonte a assimilé au Bradford Clay. Ce niveau repose directement sur les calcaires blancs noduleux du Bathonien moyen, équivalents à la Grande Oolithe d'Angleterre.

Ces mêmes horizons peuvent être suivis sans ambiguïté et sans modifications importantes jusqu'à Aubenton et Leuze, où l'on observe partout la faune et les faciès caractéristiques de chaque niveau.

COUPE DES CALCAIRES DE MARTIGNY. — La falaise qui se dresse le long de la rivière, sur la route de Leuze et sur celle de la Fosse aux Coinains, offre une succession analogue dont voici les principaux termes :

(IV) 4 à 5 m. Calcaire oolithique jaune ou gris, plus ou moins fin. Gosselet indique dans ce niveau [1881, p. 135], qu'il évalue exagérément à 10 m d'épaisseur, la présence d'*Ammonites backeriae* SOW., qui apporte une

1. Le présent travail a été présenté et soutenu à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris (10 juin 1960), à titre de Diplôme d'Études supérieures, sous une forme plus détaillée qu'il n'apparaît dans cette courte publication. On pourra s'y référer en particulier pour compléter les données faunistiques sommairement énoncées ici.

2. Le niveau à *R. decorata* semblerait toutefois devoir être rapporté à la partie terminale du Bathonien moyen.

3. C'est à regret que je dois m'abstenir, pour raisons matérielles, de donner ici la critique paléontologique des espèces que je cite. Leur étude pourra faire l'objet de publications ultérieures.

intéressante précision sur l'âge de ces calcaires. On sait, en effet, que cette espèce appartient à la zone à *Macrocephalites macrocephalus*, placée par les auteurs anglais au sommet du Cornbrash.

(III) 1 à 2 m. Calcaires submarneux jaunes, surmontés d'une marne finement oolithique, avec la même faune très caractéristique déjà citée pour Rumigny.

Il est à noter que ce niveau, si riche en fossiles à l'E comme à l'W de Martigny, en est presque entièrement dénué au centre du village où il passe à un calcaire presque blanc.

(II) 2 à 3 m. Calcaire subcompact pseudo-oolithique : *R. arcelini* Liss., *Melaniptyxis archiaciana* D'ORB.

(I) 0,5 m. Banc à *R. decorata*.

0,5 m. Banc à *Burmihynchia turgida* BUCKMAN 4.

1 m. Calcaire corallien effrité à la base. Ce calcaire repose, par l'intermédiaire d'un lit argileux, sur les bancs durs, grenus ou finement oolithiques du Bathonien moyen.

Ainsi se retrouve, depuis Rumigny jusqu'à Martigny, une succession assez simple dont les deux niveaux extrêmes, le calcaire oolithique jaunâtre et le banc à *R. decorata*, constituent des guides certains et constants.

Il ne va plus en être aussi simplement à Bucilly.

COUPE DES CALCAIRES DE BUCILLY. — En ce lieu, d'importantes modifications ont été signalées à la partie supérieure du Bathonien, par l'adjonction de niveaux supplémentaires que Gosselet a sommairement décrits [1881, p. 134-137] en citant, au-dessus d'un « calcaire marneux finement oolithique » qu'il assimile au niveau à *A. backeriae* de Martigny (notre niv. IV), la présence d'un calcaire compact à *Lima cardiformis* (4 à 5 m), surmonté d'un calcaire marneux blanc à *Pholadomya ovulum* (6 m).

De son côté, M. A. Bonte [1941, p. 96 et 97] distingue deux niveaux à Pholadomyes, séparés par un calcaire compact, qu'il place au-dessus du même « calcaire à fines oolithes », assimilant ce dernier au niv. à *C. intermedia* (notre niv. III).

Il paraissait donc y avoir à Bucilly, au-dessus du Cornbrash, un ensemble de 10 m environ de calcaires blancs marneux ou compacts, n'apparaissant nulle part ailleurs et constituant ici une anomalie surprenante. A côté des interprétations toujours sujettes à révisions, les coupes données par Gosselet sembleraient être un argument certain à l'appui de sa thèse, puisqu'il y a montré la succession complète des niveaux. Des doutes me sont cependant venus et un examen très minutieux des affleurements décrits par cet auteur m'a paru nécessaire. L'un des plus significatifs se situe à la sortie est de Bucilly, le long du chemin qui monte vers le Nord à proximité du pont de la rivière ; j'ai pu y relever la coupe suivante malgré l'état dégradé des talus :

A la limite inférieure des terrains crétacés, alors que le chemin devient plus raide, les excavations permettent

d'observer le calcaire oolithique jaunâtre du niv. IV, peu épais en cet endroit.

(III) Immédiatement au-dessous j'ai pu reconnaître avec certitude la présence des calcaires submarneux jaunes qui constituent un vaste escarpement dans le champ situé à l'E du chemin. J'y ai recueilli la faune abondante et très particulière qui caractérise ce niveau depuis Rumigny.

(II) 2 m plus bas, un calcaire blanc m'a fourni : *R. arcelini* Liss., *Melaniptyxis archiaciana* D'ORB. et *Fibulop-tyxis bucillyensis* J.-C. F., espèce que l'on retrouvera plus loin.

(I) A 3 m au-dessous, et à 6 m au-dessus de la rivière comme l'indiquait Gosselet, le talus m'a fourni plusieurs échantillons de *R. decorata*.

Au sommet de cette succession simple et bien caractérisée, il m'a été impossible de reconnaître les calcaires blancs à Limes et à Pholadomyes, totalisant 11 m d'épaisseur, et décrits en cet endroit même par Gosselet. Il est donc à regretter que cet auteur ait cru pouvoir matérialiser par une description précise ce qui n'était en fait, comme il apparaîtra, que le fruit d'une interprétation.

S'il ne m'a pas été possible d'identifier ici les niveaux supérieurs signalés par Gosselet, par contre l'abrupt qui sépare l'église de Bucilly du bas village, étroitement étiré le long de la vallée du Thon, permet d'en observer l'affleurement sur une distance de plus de 600 m. Les calcaires s'y présentent en bancs légèrement ondulés, parfois réguliers, de 1 m d'épaisseur, ailleurs lenticulaires sur de courtes distances (10 à 15 m), qui sont généralement séparés par une mince couche d'argile ; ils rappellent étrangement les dépôts blancs du Bathonien moyen visibles dans les carrières avoisinantes de la Fosse aux Conains, au point que d'Archiac ait songé à les y rattacher ; mais tout change lorsqu'on vient à les examiner plus attentivement.

Le point le plus à l'Est qui puisse être observé le long de cet abrupt se situe au niveau de l'ancien moulin de Bucilly, cité par Gosselet, et actuellement occupé par la Société aubentonaise d'électricité. En voici la coupe, de haut en bas, pour laquelle les raccordements avec les niveaux I à IV ne pourront être mis parfaitement en évidence que plus loin :

(G) 0,5 m. Calcaire oolithique jaunâtre en dalles horizontales : *Rhynchonelloidea* sp. (groupe de *cerealis* BUCKM.).

(F) 1,5 à 2 m. Calcaire marneux gris jaunâtre, pauvre en fossiles : *R. elegantula* BOUCH., *C. intermedia* Sow., *Lopha costata* Sow., *Homomya gibbosa* Sow.

(E) 2 m. Calcaire gris ou blanc se délitant en plaquettes : *R. arcelini* Liss., *K. morierci* DAV., *E. maxillata* Sow., *Limatula cerealis* COX et ARK., *Pleuromya calceifor-*

4. Cette espèce avait été jusqu'ici confondue avec *B. hopkinsi* M'COY.

mis PHIL., *Ceratomya concentrica* SOW., *Pholadomya lirata* SOW., *Melaniptyxis archiaciana* D'ORB., *Cossmannia eparcyensis* PIETTE, *Fibulptyxis bucillyensis* J.-C. F.⁵, *Endioplacus munieri* RIG. et SAUV.

(D) 2 m. Calcaire pseudo-oolithique grisâtre : *B. turrida* BUCKM., *R. decorata* (très rare)⁶, *K. morierei* DAV., *Cerithyris* sp. (proche de *nunneyensis* MUIR WOOD), *Lima subcardiiformis* GREPPIN, *Corbis lajoyei* D'ARCH., *Cossmannia eparcyensis* PIETTE.

(C) 1 m. Calcaire gris compact à passées marneuses : *K. morierei* DAV., *Cerithyris* sp. (proche de *nunneyensis*), *Zeilleridae* (fragments déformés), *Lima subcardiiformis* GREPPIN.

(B) 1 m. Calcaire compact géodique.

(A) 2 m. Calcaire à oolithes très fines, avec par endroits des lits de calcaire subgrenu : *Lima subcardiiformis* GREPPIN.

Commentaires. Les bancs (A) et (B) figurent déjà sur les coupes données par Gosselet. Les bancs (C) et (D) correspondent au « calcaire compact blanc à *Lima cardiiformis* », au-dessus du « calcaire à fines oolithes » et au-dessous du banc (E) où les *Pholadomyes* sont particulièrement abondantes ; les bancs (E) et (F) correspondent donc au « calc. marneux blanc à *Pholadomya ovulum* » de Gosselet. Le banc (G) de calcaire oolithique jaunâtre n'avait pas encore été signalé ici.

Ces niveaux peuvent être suivis jusqu'à la place de Bucilly où le banc (D) renferme de nombreuses *Pholadomya lirata*.

Au départ de la route d'Éparcy, immédiatement à droite après la place, la falaise montre la succession régulière des bancs, mais je n'ai pu en relever la coupe exacte, l'à-pic qu'elle constitue en cet endroit étant d'une ascension périlleuse. On peut cependant observer au niveau de la route un banc finement oolithique avec *Pholadomya lirata* puis, sur 6 m environ, un dépôt de calcaires blancs, dont la partie haute m'a fourni à nouveau ce fossile, mêlé à d'autres déjà cités dans le banc (E). Un calcaire marneux blanc situé immédiatement au-dessus m'a fourni en abondance *Bactroptyxis axonensis* (banc F). Le sommet offre, comme au moulin, un niveau de calcaire oolithique jaunâtre disposé en dalles.

Au niveau des dernières maisons, sur cette même route, M. Bonte [1941, p. 96] avait déjà signalé l'affleurement d'un banc de base avec nombreuses *Pholadomyes*. J'ai pu m'assurer, 6 m au-dessus, de l'existence d'un autre banc contenant ce fossile ainsi qu'il l'indiquait lui-même.

Je ne puis malheureusement publier ici la liste et la critique paléontologique de toutes les espèces récoltées à Bucilly (au nombre de 56, dont plusieurs sont nouvelles) et seules ont été citées, pour chacun des bancs précédents, les espèces les plus remarquables ou les plus abondantes.

Malgré d'importantes différences lithologiques et faunistiques, les bancs de Bucilly correspondent manifestement aux niveaux classiques comme en attestent le calcaire oolithique jaunâtre du sommet et la présence de *Brachiopodes* caractéristiques tels que *R. decorata*. La description des affleurements suivants va permettre d'en préciser les différents points.

RACCORDEMENT DES NIVEAUX AU N ET À L'W DE BUCILLY. — Au N de Bucilly, après l'embranchement de la route de Saint-Michel, Gosselet [1881, p. 134] avait déjà signalé l'affleurement du « calcaire à fines oolithes » au-dessous du banc à *Pholadomyes*. J'ai pu en examiner les différents aspects sur 6 m d'épaisseur : à structure miliaire dans le bas, il passe plus haut à un calcaire jaune grumeleux ou pseudo-oolithique avec débris de fossiles posés à plat ; il devient parfois compact et extrêmement dur ; dans la partie haute il est rubéifié et finement oolithique. J'y ai récolté : *K. morierei* DAV., *Zeilleridae* (fragments), *Eonavicula minuta* SOW., *Rimulopsis sowerbyi* COX et ARK., *Cryptaulax pentagona* D'ARCH., *Pileolus plicatus* SOW. Ces fossiles, de même que la structure des lits qui les contiennent sont caractéristiques du Bathonien moyen tel qu'on peut l'observer au bois d'Éparcy, à la Fosse aux Conains et aux Vallées.

En repartant de Bucilly vers Éparcy, sur le territoire de cette commune, une grande carrière récemment abandonnée, et que je nommerai par commodité « seconde carrière d'Éparcy »⁷, montre une intéressante succession dont voici la coupe détaillée, de haut en bas, que j'emprunte en partie à la description déjà donnée par M. Bonte [1941, p. 96] :

(E) 1 m. Calcaire crayeux tendre : *R. arcellini* LISS., *Cossmannia eparcyensis* PIETTE, *C. multistriata* PIETTE,

5. Dans une précédente publication [Fischer, 1960], j'avais désigné l'ensemble des calcaires de Bucilly (bancs D à F) par le terme « zone à *Ornithella obovata* », en m'étant référé à l'avis émis par M. Bonte [1941].

6. La présence de ce fossile, dans des calcaires jusqu'ici placés à la partie supérieure du Cornbrash, m'a paru surprenante au point qu'elle a été à l'origine de ce présent travail. Le banc (D) m'en a fourni, le long de l'abrupt, 8 échantillons adultes et en parfait état de conservation. Ils appartiennent aux mêmes variétés que celles qu'on trouve si abondamment dans le niv. I de Martigny et d'Éparcy, et ne présentent aucun signe de remaniement : ils ne sont ni brisés, ni usés et leur remplissage est identique au calcaire qui les contient. Il semble donc très probable qu'ils soient contemporains de ces dépôts.

7. La première carrière sur la route entre Éparcy et Bucilly étant la carrière bien connue du four à chaux, dont il est question ci-après.

Melianoptyxis archiaciana D'ORB., *Fibulioptyxis elegans* J.-C. F.

1 m. Calcaire oolithique grumeleux.

(D) 1 m. Calcaire pseudo-oolithique avec grosses oolithes : *B. turgida* BUCKM., *Lima subcardiiformis* GREPPIN.

1,20 m. Calcaire blanc crayeux se délitant en plaquettes : *B. turgida* BUCKM., *Corbis lajoyei* D'ARCH., *Cossmannia multistriata* PIETTE.

(C) 1 m. Calcaire pseudo-oolithique grossier : *K. morierei* DAV., *Cererithyris* sp. (proche de *nunneyensis* MUIR WOOD), *Zeilleridae* (nombreux fragments ou échantillons déformés).

(B) 1 m. Calcaire ocre ou rosé à oolithes très fines, rubéifié au sommet.

(A) 2 m. Calcaire finement oolithique : *Lima subcardiiformis* GREPPIN, *Lophogregarea* SOW.

(Les termes (E) et (D) correspondent au niv. 18 de M. Bonte, le terme (C) au niv. 17 et les termes (B) et (A) au niv. 16).

Bien que les faciès soient ici légèrement différents de ce qu'ils étaient à Bucilly, les raccordements sont faciles à établir et ont été indiqués par des lettres correspondantes. Les *Pholadomyes* ont entièrement disparu et il n'y a plus trace de *R. decorata*, mais il reste suffisamment d'espèces caractéristiques pour qu'aucun doute ne puisse subsister.

Vers le Sud-Ouest, M. Bonte a fait raccorder le niveau inférieur de cette carrière avec la partie haute du four à chaux d'Éparcy. Il donne de ce dernier affleurement une coupe très détaillée [1941, p. 93-96], mais l'interprétation qu'il en fait ne semble pas avoir été établie d'après des éléments paléontologiques suffisants. Des observations déjà anciennes, car la carrière a été depuis peu détruite par des travaux d'aplanissement, m'amènent à en donner une nouvelle description :

(III) 1 m. Calcaires submarneux jaunes (visibles seulement dans la partie nord de la carrière), renfermant la faune classique qui caractérise ce niveau.

(II) 2 m. Calcaires crayeux ou marneux en bancs discontinus, terminés par un horizon finement oolithique : *R. arcelini* LISS., *Cossmannia multistriata* PIETTE, *Melanoptyxis archiaciana* D'ORB. (ce sont certainement les niv. 15 à 7 de M. Bonte).

(I) 2 m. Calcaires pseudo-oolithiques, banc à *R. decorata*, avec *B. turgida*, *Cossmannia eparcyensis* et de nombreuses autres espèces caractéristiques (on doit y voir l'équivalent des niv. 6 à 1 de M. Bonte).

...Calcaires et marnes oolithiques grossières (Bath. moy.).

On retrouve donc ici les niveaux classiques qui ont pu être observés entre Rumigny et l'E de Bucilly, et que Piette avait déjà mentionnés à Éparcy. Gosselet, qui a également décrit cet affleurement, n'y a, pas plus qu'à Martigny et

Bucilly, distingué les niveaux établis par Piette. M. Bonte [1941, p. 96], n'ayant pas observé au sommet le niveau des calcaires submarneux jaunes, a terminé sa coupe par l'assise finement oolithique située immédiatement au-dessous (son niv. 15), qu'il a fait raccorder avec le niveau de base de la seconde carrière d'Éparcy ; s'il avait pu récolter toutes les espèces que j'ai eu la chance de réunir, certainement aurait-il fait correspondre, entre la seconde carrière d'Éparcy et celle du four à chaux, les niveaux contenant *B. turgida* et ceux contenant *R. arcelini* dans chacun de ces deux affleurements.

Au-delà d'Éparcy, sur la route de la Hérie, j'ai pu examiner le « calcaire à fines oolithes » signalé par Gosselet [1881, p. 137] au passage du ruisseau de la Bachelotte. Il s'agit, sur 5 m environ, d'un calcaire jaunâtre du type miliaire qui se rapporte à notre niv. IV. Plus à l'Ouest, entre la Hérie et Origny, l'érosion n'a presque rien laissé subsister du Bathonien supérieur et il n'est plus possible de poursuivre les coupes.

RÉSULTATS STRATIGRAPHIQUES. — De l'ensemble des observations qui précèdent il ressort, en premier lieu, que les niveaux décrits par Piette affleurent de façon caractéristique depuis Rumigny jusqu'à l'entrée est de Bucilly, puis à Éparcy.

En second lieu il est apparu que la région de Bucilly présentait, entre les dépôts finement oolithiques du Bathonien moyen et le calcaire oolithique jaunâtre (niv. IV), un ensemble de calcaires blancs pseudo-oolithiques ou marneux renfermant en abondance *Pholadomya lirata* et *Lima subcardiiformis*, pouvant atteindre 12 m d'épaisseur, et correspondant aux niveaux à *Pholadomya* et à *Lima cardiiformis* de Gosselet.

Il a pu être établi, par ailleurs, que cet auteur avait confondu les dépôts finement oolithiques du Bathonien moyen avec le calcaire oolithique jaunâtre du Cornbrash supérieur. En fait, c'est au Bathonien moyen que doivent être rapportées les assises visibles au bas de l'abrupt de Bucilly et de la seconde carrière d'Éparcy (bancs A et B), ainsi que les dépôts qui forment la grande carrière située au N de Bucilly ; le calcaire oolithique jaunâtre affleure au contraire au sommet des coupes. Entre ces deux horizons, les bancs (C), (D), (E) et (F) se rapportent évidemment aux niveaux I, II et III, comme l'atteste la présence des Brachiopodes caractéristiques et des autres fossiles dont l'observation est indispensable à l'étude de ce terrain.

J'ai indiqué (tabl. 1) les équivalences qui

doivent être établies entre les horizons décrits par Gosselet et repris par M. Bonte, et les niveaux que j'ai pu reconnaître (précisément ceux que Piette avait définis pour l'ensemble de l'Aisne et des Ardennes). Il y apparaît que, par la faute des confusions relevées ici, la même succession

s'était trouvée reprise deux fois sous des appellations différentes : une première fois au-dessus du Bathonien moyen qui avait été méconnu, une seconde fois au-dessus du calcaire oolithique jaunâtre qui avait été transposé.

Notons ici, au sujet des équivalences avec les

NIVEAUX DÉCRITS PAR GOSSELET		NIVEAUX DÉCRITS PAR M. BONTE		BANCS CALCAIRES DE BUCILLY	NIVEAUX DU BATH ⁿ SUP ^r DE L' AISNE
Martigny	Bucilly	Eparcy	Bucilly		
Calcaire à fines oolites <i>Ammonites backeræ</i>				G	IV
Calcaire marneux <i>R. elegantula</i> <i>Nerinea axonensis</i>				F	III
Calcaire blanc <i>R. decorata</i> <i>Nerinea archiaciana</i>	Calc. marneux blanc <i>Pholadomya ovulum</i>	niv. 15 à 7	niv. 18	E	II
	Calcaire compact <i>Lima cardiiformis</i>	niv. 6 à 1		D	I
Calcaire blanc <i>Cardium pes-bovis</i>	Calc. compact géodique	Bathonien moyen	niv. 17	C	
	Calcaire à fines oolites		niv. 16	B	Bathonien moyen
				A	

TABL. 1. — Équivalences entre les niveaux décrits par J. Gosselet et par A. Bonte, et ceux qui ont été déterminés ici (les deux flèches indiquent les raccords qui avaient été établis par ces deux auteurs).

niveaux anglais, que M. Bonte avait pensé pouvoir distinguer aux environs de Bucilly les deux zones à *intermedia* et à *obovata* du « lower Cornbrash », en attribuant à la première son niv. 15 du four à chaux et en faisant débiter la seconde au premier banc à *Pholadomyes* (niv. 17), dans lequel il cite en abondance *O. magnobovata* Buck., espèce qu'il ne m'a pas été donné de rencontrer⁸. Cette interprétation est due, nous avons pu le constater, à la confusion créée par Gosselet dans la succession des niveaux. En aucune façon il n'apparaît en fait possible de distinguer ici ces deux zones, les deux espèces caractéristiques, *C. intermedia* et *O. obovata*, se trouvant partout intimement liées dans les calcaires submarneux jaunes avec *R. elegantula*⁹.

La région de Bucilly ne présente donc aucune anomalie dans la succession des niveaux, mais

seulement des particularités locales de structure et de faune qu'il convient d'examiner maintenant.

8. Le banc (C), ainsi que certains horizons du Bathonien moyen, m'a fourni de nombreux fragments et échantillons déformés de *Zeilleridae* présentant tous des indices certains de remaniement. Leur état défectueux ne m'a pas permis de les identifier, mais je n'ai pas eu la chance de récolter un seul échantillon présentant l'aspect très caractéristique d'*O. magnobovata*, espèce du Cornbrash anglais (zone à *obovata*).

9. C'est improprement que M. Bonte place les marnes à *R. elegantula* à la partie supérieure du Forest Marble, entre les niveaux à *Pseudotrochalia patella* et à *C. intermedia*. Gosselet a également cité *R. elegantula* dans le niveau immédiatement supérieur au banc à *R. decorata*, mais je n'ai jamais rencontré ce fossile, dans l'Aisne, ailleurs que dans le niv. III. Les Rhynchonelles du Bathonien supérieur de l'Aisne, dont les formes sont encore si difficiles à reconnaître aujourd'hui, étaient assez mal définies à l'époque de Gosselet et je serais enclin à supposer que celui-ci a désigné par *R. elegantula* l'espèce que j'ai déterminée ici sous le nom de *R. arcelini* Liss.

II. Particularités des calcaires de Bucilly et de Martigny.

ÉPAISSEUR DES DÉPÔTS. — On note les valeurs suivantes, entre Éparcy et Leuze, pour l'ensemble des niveaux I, II et III :

— carrière du four à chaux d'Éparcy	5 m
— seconde carrière d'Éparcy (niv. I et II seulement)	(5 m)
— centre de Bucilly	12 m
— moulin de Bucilly	7 m
— Est de Bucilly	6 m
— Ouest de Martigny	5 m
— centre de Martigny	7 m
— Est de Martigny	5 m
— Leuze	5 m

Les variations sont sensibles d'égale façon dans chacun des trois niveaux considérés (à Rumigny, leur puissance totale est d'environ 5 m).

STRUCTURE ET FAUNE DES NIVEAUX. — Le niveau III, qui contient une faune abondante au four à chaux d'Éparcy, à l'E de Bucilly et de part et d'autre de Martigny, en est presque entièrement dénué au centre de ces deux localités, où le calcaire devient gris ou blanc au lieu de jaune qu'il est habituellement. On y observe en outre l'absence d'Echinodermes et de Bryozoaires qui, bien que nulle part très abondants, ne font cependant jamais totalement défaut dans les autres affleurements.

Dans le niv. I on observe l'absence totale ou presque de *R. decorata* à la seconde carrière d'Éparcy, au centre de Bucilly et à l'Abbaye¹⁰, alors qu'elles sont abondantes au four à chaux d'Éparcy ainsi que le long du chemin qui monte à l'E de Bucilly ; à Martigny elles sont précédées par *B. turgida* et n'apparaissent qu'à la partie terminale du niv. I.

Par ailleurs j'ai pu observer au centre de Bucilly, sur l'ensemble des niveaux, une prédominance des Pélécypodes sur les Gastéropodes, fait

inaccoutumé dans le Bathonien supérieur de cette région, de même que l'absence de fossiles de petite taille. Enfin, j'ai pu noter que presque toutes les espèces abondantes dans les autres affleurements sont absentes ou faiblement représentées ici (citons en particulier *Limopsis oolitica*, *Maleagrinnella echinata*, *Amberleya bathonica*, *A. nodifera*, *Campanilopsis margaritifera*, *Cossmannia bathonica*, *Ceritella phasianoides*, *Cylindrites thorentus*, *Anabacia orbulites* et *Montlivaultia tenuiradiata*). Inversement on constate, au centre de Bucilly, l'abondance d'espèces inconnues dans les autres affleurements étudiés : *Cerithyris* sp. (niv. I), *Limatula cerealis* ARK. (niv. II), *Pleuromya calceiformis* PHIL. (niv. I), *Ceromyopsis undulata* MORR. et LYC. (niv. indé.), *Pholadomya lirata* SOW. (niv. I, II et III), *Osteomya dilata* PHIL. (niv. II), *Fibulopteryx bucillyensis* J.-C. F. (niv. II), *Endiaplocus munieri* RIC. et SAUV. (niv. II). En particulier, les nombreuses *Pholadomyidae* qui existent dans les niveaux I, II et III montrent qu'il a existé en cet endroit une continuité dans certaines conditions particulièrement favorables à leur développement.

Ces divers caractères contribuent à donner aux dépôts de Bucilly, et aussi de Martigny, un aspect assez différent de ce que l'on a coutume de trouver dans les autres affleurements de l'Aisne. C'est peut-être pour cette raison que Piette n'en avait pas parlé, et on conçoit aisément que Gosselet, dont l'étude relative à ce terrain reste assez sommaire, ait commis certaines confusions. Ces faits laissent supposer, au centre de Bucilly et de Martigny, des conditions de sédimentation différentes de ce qu'elles ont pu être dans les lieux avoisinants, en relation probable avec les accidents tectoniques qui vont être examinés maintenant.

III. Observations tectoniques.

La structure tectonique du terrain bathonien présente, dans l'Aisne et les Ardennes, une disposition générale qu'il est nécessaire d'énoncer avant d'examiner dans le détail les accidents locaux décelables le long de la vallée du Thon. En effet, les auteurs qui se sont jusqu'ici intéressés à cette question ont certes tenu compte du relèvement progressif des couches vers la partie extérieure du Bassin parisien, c'est-à-dire vers

le Nord-Nord-Est, mais sans s'attacher à en connaître la valeur exacte. Par ailleurs il semble qu'il n'ait jamais été tenu compte d'une possible inclinaison des couches sur la direction générale WNW-ESE des affleurements. Dans

10. Cet affleurement, situé à l'E de Bucilly, au-delà de la rivière, a déjà été cité par Six [1879, p. 414] et par Gosselet [1881, p. 135].

l'Aisne, cette direction peut être donnée par la valeur angulaire E 31 gr S, qui se trouve définir la droite joignant Origny à Martigny (voir fig. 1). Cette droite peut être valablement prolongée dans les Ardennes jusqu'à Aouste, en suivant sensiblement les vallées du Thon et de l'Aube. Elle se trouvera désignée dans la suite de l'exposé sous le terme « ligne des affleurements ».

Les observations qui suivent ont pu être obtenues avec une précision de ± 1 m, grâce à la carte au 20 000^e publiée par l'Institut géographique national, et aux documents originaux au 10 000^e qui ont servi à son établissement (les coordonnées qui vont figurer entre parenthèses se rapportent au quadrillage kilométrique de la projection Lambert I zone Nord).

PENDAGE DES COUCHES. — Voici quelques rapports d'altitude intéressant la base du niv. I :

156 m au four à chaux d'Éparcy (724,72-243,38) et 205 m derrière le bois d'Éparcy, à 2,5 km au NNE.

158 m sur la place de Bucilly et 172 m à l'embranchement des routes d'Hirson et de Saint-Michel, à 0,7 km au NNE.

168 m au bas de la falaise est de Martigny (729,7-241,45) et 210 m près de la Jardinière, à 2,2 km au NNE.

168 m à Leuze, près de la rivière (731,72-240,26) et 225 m à Bellevue, à 2,8 km au NNE.

Il en résulte une valeur moyenne de 2 %, que j'ai également pu constater sur une partie du département des Ardennes et en particulier à Rumigny.

ÉLÉVATION DES COUCHES VERS L'EST. — Les points suivants, dont les altitudes sont données pour la base du niv. I, se trouvent tous situés sur la ligne des affleurements :

150 m à Origny (721,36-235,22) ; 168 m à Martigny (729,7-241,45) ; 182 m à Buirefontaine (733,3-239,93) ; 210 m à Rumigny (740,0-237,1).

Origny et Rumigny étant distants de 20,5 km, on constate une élévation moyenne des couches de l'ordre de 0,30 %. J'ai pu m'assurer que cette même inclinaison moyenne se poursuivait vers l'Ouest jusqu'à Luzoir, village situé à 5 km au-delà d'Origny et point extrême où l'on puisse encore observer le Bathonien inférieur (la ligne des affleurements passant à 1 km au S de Luzoir, j'ai dû tenir compte, dans mes calculs, de la valeur du pendage).

La résultante horizontale de ces deux pentes (celle de 2 % vers le NNE et celle de 0,30 % vers l'ESE) se trouve orientée suivant la direction E 40 gr S, en faisant avec la ligne des affleurements un angle de 9 grades (cette direction inté-

resse particulièrement le tracé des courbes de niveau du fond de la mer crétacée).

Ce sont là des données très théoriques, mais qui sont indispensables à l'étude précise des mouvements que présente le terrain bathonien.

EXAMEN DES ONDULATIONS. — Gosselet [1881, p. 134-138], prenant comme niveau de référence le cours sinueux du Thon, a signalé la présence d'un pli synclinal au centre de Bucilly, suivi d'un léger bombement à l'Est, puis d'une petite cuvette au niveau de l'Abbaye. M. Bonte [1941, p. 256-257] a opéré de même lorsqu'il a poursuivi vers l'Est la description sommaire des ondulations le long de cette vallée, en signalant un anticlinal à Martigny, un synclinal à Leuze, un anticlinal à Buirefontaine-Aubenton et, avec doute, un synclinal à Rumigny.

J'ai pu, quant à moi, relever les altitudes suivantes le long de la ligne des affleurements :

A Origny (721,36-245,22), la base du niv. I est à 150 m.

A la Hérie (723,2-244,42), le Bath. moy. affleure encore à l'alt. 170 m.

A l confluent du ruisseau de la Bachelotte, la base du niv. IV est à l'alt. 153 m, soit 171 m sur la ligne des affleurements qui passe à 0,9 km plus au Nord, par application du pendage de 2 %.

Au four à chaux d'Éparcy (724,72-243,38), la base du niv. I est à 156 m, soit 162 m sur la ligne des affleurements.

A la seconde carrière d'Éparcy (725,2-243,6), la base du niv. I est à 160 m, soit 158 m sur la ligne des affleurements.

A l'entrée ouest de Bucilly (725,95-243,38), la base du niv. I est à 157 m, soit 154 m sur la ligne des affleurements.

Sur la place de Bucilly, la base du niv. I est à 158 m, soit 152 m sur la ligne des affleurements.

Au moulin de Bucilly (726,42-243,19), la base du niv. I est à 160 m, soit 156 m sur la ligne des affleurements.

A l'Est de Bucilly, le long du chemin qui monte vers le Nord, le niv. I est à 164 m, soit 161 m sur la ligne des affleurements.

Derrière le hameau de l'Abbaye (727,04-242,85), le sommet du Bath. moy. est à l'alt. 158 m, soit 154 m sur la ligne des affleurements.

A 0,6 km à l'Est, sur la route de la Fosse aux Conains (727,7-242,5), le sommet du Bath. moy est à l'alt. 162 m, soit 160 m sur la ligne des affleurements.

Sur cette même route, immédiatement après le pont de la voie ferrée (728,28-242,62), le Bath. moy. affleure encore à l'alt. 170 m, soit 162 m sur la ligne des affleurements.

En approchant à 0,8 km de Martigny (728,83-242,09), le niv. I se rencontre à l'alt. 175 m, soit 171 m sur la ligne des affleurements.

A l'entrée ouest de Martigny (729,2-241,73), la base du niv. I est à 168 m.

A la sortie est de Martigny (729,7-241,45) on retrouve la même altitude.

A 0,6 km plus à l'Est, sur la route de Leuze (730,2-241,15), le Bath. moy. se rencontre encore à l'alt. 175 m.

A Leuze (731,35-240,7), la base du niv. IV est à l'alt. 175 m ; le niv. I doit normalement s'y trouver 5 m au-dessous, soit à l'alt. 170 m.

Entre Leuze et Buirefontaine (732,02-240,42), le Bath. moy. affleure à 187 m.

A Buirefontaine (733,3-239,93), la base du niv. I se trouve à 182 m.

Alliée à une observation minutieuse de terrain, l'analyse de ces différentes altitudes permet de déduire les mouvements suivants :

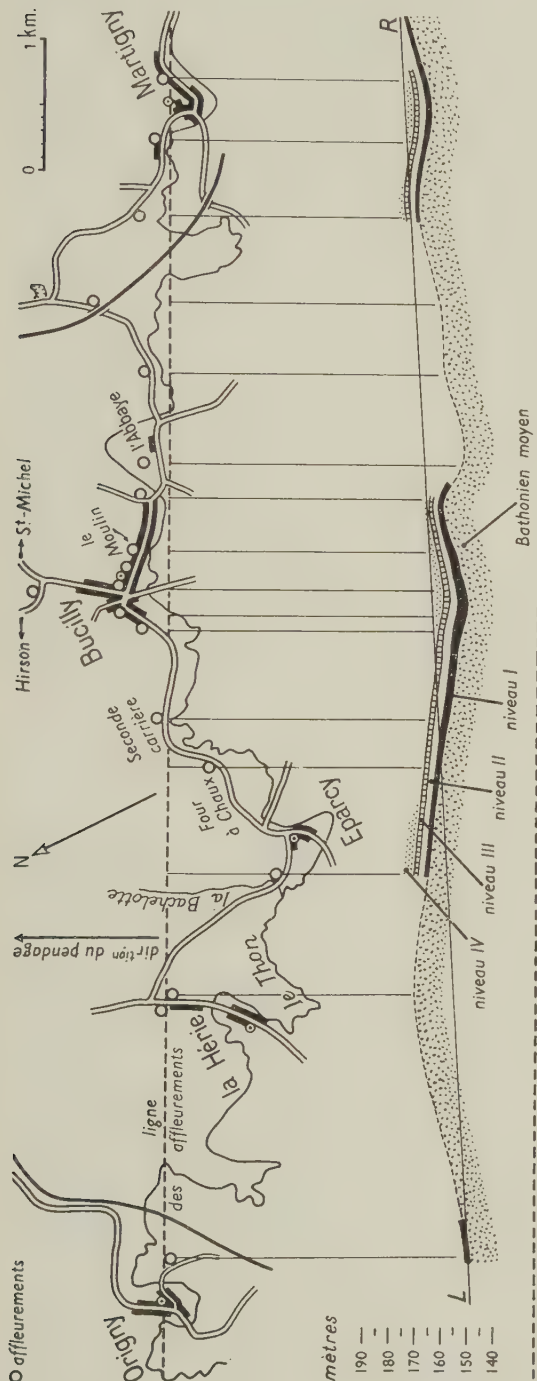


FIG. 1. — Figure du terrain bathonien entre Origny et Martigny.

Toutes les altitudes ont été ramenées sur la ligne des affleurements par application du pendage de 2 %. La droite L-R représente l'inclinaison moyenne des couches entre Luzoir et Rumigny, soit 0,30 %. Le fond topographique a été pris sur la carte au 20 000^e de l'Institut géographique national. L'échelle des hauteurs est 20 fois plus grande que celle des distances.

Anticlinal de la Hérie. Entre Origny et Bucilly, on voit les couches s'élever puis s'abaisser de 20 m, le point culminant semblant se situer à la Hérie.

Synclinal de Bucilly. Le centre de Bucilly est marqué par un creux synclinal très prononcé, suivi, au niveau du chemin qui monte à l'Est, d'un bombement accusant une élévation des couches de 9 m, puis l'on constate un nouvel abaissement de l'ordre de 7 m au niveau de l'Abbaye ainsi que l'a décrit Gosselet. Il existe donc ici un synclinal double.

Ondulation anticlinale entre l'Abbaye et Martigny. Cette ondulation, dont le maximum semble se situer à 1 km à l'W de Martigny, présente une flèche d'environ 9 m.

Ondulation synclinale de Martigny. Le centre du village est marqué par un creux synclinal d'une profondeur de 9 m environ.

Relèvement des couches à l'E de Martigny. Tandis que l'ensemble du terrain se relève alors de 0,37 %, les écarts d'altitude enregistrés marquent la présence d'ondulations parmi lesquelles on peut reconnaître un léger pli anticlinal entre Martigny et Leuze, suivi d'un autre entre Leuze et Buirefontaine, Leuze et Aubenton marquant au contraire l'emplacement de légers plis synclinaux.

Il ne m'a pas été possible de reconnaître avec exactitude la direction de ces mouvements à grand rayon de courbure ; je peux seulement dire qu'ils sont dirigés sensiblement dans le sens WSW-ENE et qu'ils sont par conséquent tangents au massif ardennais. L'examen des ondulations dans le département des Ardennes, où les dépôts jurassiques sont beaucoup plus développés, apportera d'utiles précisions sur ce sujet.

J'ai représenté (fig. 1) une reconstitution du terrain bathonien entre Origny et Martigny, toutes les altitudes composant la coupe ayant été nécessairement ramenées sur la ligne des affleurements par application du pendage de 2 %. La droite L-R représente, à l'aplomb de cette ligne, l'inclinaison moyenne des couches entre Luzoir et Rumigny (0,30 %) ; il importe en effet de comparer les ondulations par rapport à cette droite et non par rapport à une horizon-

tale quelconque qui constituerait ici une fausse référence. On voit de cette façon que le niv. I s'abaisse au-dessous du niveau moyen à la seconde carrière d'Éparcy pour ne retrouver son altitude normale qu'à l'E de Martigny. Notons que, si l'on établissait cette coupe en appliquant les raccords énoncés par Gosselet, on verrait apparaître quatre failles ayant entre 7 et 12 m de rejet (à l'W de la seconde carrière d'Éparcy, à l'E du moulin et de part et d'autre de l'Abbaye), qui paraissent inconcevables ici et sont en tous cas indécélables sur le terrain. L'examen tectonique apporte donc, à son tour, l'indispensable confirmation à l'appui de la thèse stratigraphique soutenue ici.

Si l'on compare les mouvements du terrain aux particularités qui ont été observées dans les dépôts de Bucilly et de Martigny, on constate qu'à chaque abaissement des couches correspondent des faits analogues :

— l'épaisseur des niveaux s'accroît fortement au centre de Bucilly et de Martigny (je n'ai pu vérifier ce fait à l'Abbaye faute d'affleurements suffisants) ;

— la structure du niveau III se trouve modifiée ;

— la faune, surtout au centre de Bucilly mais également à Martigny, apparaît à la fois plus pauvre et très différente dans sa composition de ce qu'elle est au four à chaux d'Éparcy, à la sortie est de Bucilly (emplacement du bombe-

ment), et de part et d'autre de Martigny. A cet égard les nombreuses *Pholadomyes* que renferment les dépôts du centre de Bucilly méritent particulièrement de retenir l'attention, ces animaux ayant eu coutume de faire leur gîte dans des fonds calmes et vaseux.

Ces constatations tendent à montrer que les lits marins qui ont reçu les dépôts du centre de Bucilly et de Martigny, et donc certainement aussi de l'Abbaye, étaient à une profondeur plus forte que la moyenne des lieux environnants où l'on observe une faune beaucoup plus littorale avec quelques Algues calcaires, des fossiles roulés et encroûtés de Bryozoaires et une prédominance des Gastéropodes sur les Pélécy-podes (l'épaisseur d'eau, en ces lieux, ne devait vraisemblablement pas excéder 20 ou 30 m).

La concordance de toutes les observations faites ici permet de conclure que les ondulations décelées aux environs de Bucilly existaient déjà lors du dépôt du Bathonien supérieur. Elles sont même probablement bien antérieures, si l'on considère qu'elles sont imputables aux basculements qui ont affecté le socle paléozoïque depuis la fin de la période liasique : le relèvement actuel du terrain bathonien vers l'Est-Sud-Est (0,30 %) n'est autre que le résultat de ces basculements qui ont provoqué, à la fin du cycle bathonien, une lente transgression des eaux atlantiques à l'W d'Hirson, au détriment des zones marines orientales en régression à l'Est [Leroux et Pruvost, 1935].

Conclusions.

Le premier but de ce travail ayant été de préciser la nature des niveaux signalés par Gosselet à Bucilly, il a d'abord pu être démontré que cette région présentait une succession analogue à celle que Piette avait si judicieusement distinguée pour l'ensemble du département. Les descriptions qui ont été nécessaires pour éclaircir ce point ont permis ensuite de dégager les particularités de structure et de faune caractérisant les niveaux dans la région de Bucilly, particularités qui étaient à l'origine des confusions commises par Gosselet.

Venant ensuite, l'examen des altitudes relatives des points d'affleurement a fait connaître la situation des ondulations par rapport à la

disposition générale du terrain bathonien. Il est apparu que les particularités observées à Bucilly et à Martigny étaient en rapport avec la présence d'ondulations synclinales, qui avaient donc eu lieu avant le dépôt du Bathonien supérieur et non pendant la période anté-crétacée comme on le pensait jusqu'ici.

Cette dernière précision pourrait éventuellement apporter de nouvelles données concernant l'histoire des dépôts jurassiques dans le NE du bassin parisien, des mouvements analogues à ceux-ci mais beaucoup plus amples ayant été décelés en de nombreux points du département des Ardennes ; leur étude est en cours.

Ouvrages cités.

- ARCHIAC A. D' (1843). — Description géologique du département de l'Aisne. *Mém. Soc. géol. France*, Géol., 1^{re} sér., t. V, n° 2.
- BONTE A. (1941). — Contribution à l'étude du Jurassique sur la bordure septentrionale du bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLII, n° 205.
- DUTERTRE E. (1926). — Excursions géologiques aux environs d'Aubenton et de Rumigny. *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes*, t. XXI, p. 62.
- FISCHER J.-C. (1960). — Description de quatre espèces nouvelles des genres *Pseudotrochalia* Cox et *Fibuloptyx* Cossm. *Journ Conch.*, t. XCIX, p. 206, fig. 1-25.
- GOSSELET J. (1881). — Étude sur la partie supérieure du Bathonien dans le département de l'Aisne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. IX, p. 132.
- LEROUX E. et PRUVOST P. (1935). — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LX, p. 70, pl. II.
- PIETTE E. (1855). — Observations sur les étages inférieurs du terrain jurassique dans les départements des Ardennes et de l'Aisne. *B. S. G. F.*, (2), XII, p. 1083.
- SIX A. (1879). — Compte rendu de l'excursion géologique dans les terrains secondaires de l'Aisne et des Ardennes. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. VI, p. 400.
-

Sur les minéralisations en plomb-zinc et en antimoine de la périphérie du Mont-Lozère

par Jean BOULADON*.

Sommaire. — Les dépôts de plomb-zinc jalonnent grossièrement les bords du horst granitique du Mont-Lozère et sont connexes de sa formation. Leur mise en place peut se décomposer en une série de phases minéralisées, dont l'une se caractérise par l'abondance d'antimoine dans la blende. Les dépôts d'antimoine se rattachent à cette dernière, dont ils constituent un terme évolué, tardif, relativement proche de la surface.

Les minéralisations en plomb-zinc et en antimoine de la périphérie du Mont-Lozère n'ont fait l'objet, depuis les travaux de Lan [1854], de Rivot [1863] et de Fuchs [1874], que de rares études récentes [Geffroy, 1951 ; Delbos, 1956]. Les recherches (en particulier sondages et travaux miniers) effectuées récemment par le B. R. G. M. pour le plomb-zinc dans la région des Bondons, près du col de Montmirat (partie occidentale du massif), ont permis de mettre en évidence certains faits mal connus. Une comparaison avec les dépôts minéralisés voisins a conduit à reconstituer les étapes de la mise en place de la minéralisation dans cette région.

I. CADRE GÉOLOGIQUE. On doit à G. Fabre [1873, 1877, etc.] et récemment à P. Lapadu-Hargues [1947] l'essentiel de nos connaissances sur la structure du Mont-Lozère. Massif granitique hercynien exhaussé au Tertiaire, le Mont-Lozère dépasse 1 700 m d'altitude, ce qui est un record pour le socle ancien du Massif central français. Allongé en direction ESE sur 31 km de long avec 15 km de largeur moyenne, recouvert çà et là de petits placages de Permo-Trias, de Lias et même de Jurassique, il émerge d'une série schisteuse très puissante (3 à 4 000 m au moins) d'âge probablement paléozoïque, connue sous le nom de schistes des Cévennes (fig. 1).

Ces schistes présentent des ondulations antérieures à la mise en place du batholite, lequel apparaît comme un vaste dôme plongeant faiblement sous eux. Le granite montre un grain grossier et souvent une structure porphyroïde au contact même des schistes. Les pegmatites sont rares ; on trouve seulement quelques injections de

granulite et d'aplite. Par contre, le cortège filonien du granite est assez développé : porphyres (rhyolite surtout, microgranite, parfois dacite et même andésite) et lamprophyres (type kersantite).

Le métamorphisme de contact, toujours faible, ne se traduit souvent sur le terrain que par un durcissement des schistes (Vialas). Une étude attentive des coupes de sondages montrent l'apparition dans les schistes de Montmirat, alternativement sériciteux et chloriteux, parfois légèrement dolomitiques, de traînées obliques sur la stratification où se rencontrent biotite, grenats et andalousite. Ces faciès se poursuivent jusqu'à plus de 500 m du granite, donnant localement de véritables skarns à pyrite, mispickel et schéélite [Collin-Dufresne et *alt.*, 1959].

Le plus souvent les schistes apparaissent posés sur le granite comme les tuiles d'un toit [Fabre, 1873] ; de sorte qu'on pourrait douter de la postériorité de celui-ci, s'il ne renfermait de nombreuses enclaves schisteuses en cours d'assimilation, bien visibles en particulier dans les sondages, jusqu'à une vingtaine de mètres du contact.

Ailleurs, le contact se fait par des failles sub-verticales de quelques mètres de rejet qui s'accompagnent d'intenses plissements dans les schistes ; les sondages montrent que ces failles n'affectent généralement pas la couverture liasique. On est ainsi conduit à imaginer, comme D. de Waard à l'Aigoual [1949], un mécanisme d'ascension du granite après sa consolidation,

* Bureau de recherches géologiques et minières (B. R. G. M.), Paris. Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

ascension qui aurait commencé avant la période de pénéplanation du Permo-Trias.

Au Tertiaire, les lignes de dislocation bordant le granite ont rejoué largement et celui-ci a été exhaussé de nouveau. P. Lapadu-Hargues [1947] a montré que le Mont-Lozère est devenu alors

un véritable horst, limité au Nord et au Sud par des zones faillées de direction ESE et de pendage sud : au Nord, la grande faille du Mont-Lozère (ou faille d'Orcières de Fabre [1873]), faille inverse qui amène les schistes sur le Bajocien du Bleynard ; au Sud, la faille de la Brousse [Fabre,



FIG. 1. — Carte géologique du Mont-Lozère, avec la localisation des principaux points minéralisés et des anciennes concessions (d'après la feuille géologique Alais, complétée par des levés inédits de J. ROUIRE et O. HORON).

1873], qui borde le graben de la vallée du Tarn, au-delà duquel apparaît le bloc relevé du Bougès, lui-même basculé vers le Sud. D'autres failles, récentes aussi, empruntent la direction de vieux accidents hercyniens rajeunis, comme celle de Villefort qui rejette vers le Nord l'extrémité orientale du massif granitique [Gèze, 1945]; on est tenté de placer dans ce groupe les failles NNW et NNE qui mettent en contact vers l'Ouest le massif ancien avec le Jurassique des Causses.

II. LOCALISATION ET AGE DE LA MINÉRALISATION EN PLOMB-ZINC. — La minéralisation essentielle du Mont-Lozère est plombo-zincifère. Les indices de wolfram connus vers l'Ouest se rattachent manifestement au massif granitique voisin, celui de la Margeride [Geffroy, 1951]. Par contre, les gîtes d'antimoine de la zone sud-est, dont nous reparlerons, interfèrent en partie avec les gisements de plomb-zinc, auxquels ils sont génétiquement liés.

Ceux-ci, qui se caractérisent par le développement de la barytine à côté du quartz et par l'extrême rareté de la fluorine, sont de types assez variés : les uns forment des filons dans les schistes anciens, les autres dans le Lias dolomitique, d'autres sont en imprégnation dans le Bajocien dolomitique, ou, plus rarement, dans les grès et arkoses de base du Lias.

Localisation. Un coup d'œil sur la carte (fig. 1) montre que tous ces gisements, qu'ils appartiennent au socle ou à la couverture, jalonnent la périphérie du horst granitique; aucun n'apparaît à l'intérieur. Les filons, presque tous situés dans la zone où les schistes sont indurés par le métamorphisme de contact, suivent les accidents bordiers du horst et ne pénètrent que rarement dans le granite, où ils se divisent aussitôt en veinules stériles. Les gisements stratiformes du Lias et du Bajocien sont aussi en relation avec les zones fracturées qui encadrent le massif granitique. On peut ainsi penser que l'ensemble de la minéralisation en Pb-Zn est lié à l'existence du horst.

Age. Dans le district voisin, de Mende-Marvejols, J. Geffroy [1951] a proposé de distinguer parmi les filons à gangue de barytine un type hercynien, dit de socle (avec quartz, galène argentifère, et blende brune), et un type plus récent, dit de couverture (sans quartz ni blende, avec galène grossière et marcassite tardive); le type de couverture, qui peut d'ailleurs occasionnellement apparaître aussi dans le socle, est considéré par lui comme secondaire hydrothermal, ou régénéré, au sens de H. Schneiderhöhn [1952], à partir du type hercynien du socle.

Dans le secteur qui nous intéresse, il ne semble pas qu'une telle distinction soit valable. En effet *on ne constate aucune différence essentielle de paragenèse ou de chimisme entre les différents gîtes plombo-zincifères, qu'ils appartiennent au socle ou à la couverture.* Or, selon la définition de H. Schneiderhöhn, les gisements régénérés, ou secondaires hydrothermaux, se caractérisent, par rapport aux gisements primaires, par une paragenèse très simplifiée et un net appauvrissement géochimique. L'inversion de la succession blende-galène, qui semble assez répandue aussi bien dans les gisements du socle (Bluech, Villefort) que dans ceux de la couverture (Montmirat, le Bley-mard), ne constitue pas pour Schneiderhöhn un critère de régénération.

Ici les seules variations observées, de paragenèse ou de chimisme, entre les gisements situés dans la couverture et ceux situés dans le socle, sont progressives et d'ordre quantitatif. La paragenèse reste la même; on note seulement une variation dans les proportions relatives des différents minéraux : le quartz et la blende diminuent d'importance, tandis que la barytine se développe à la partie supérieure des filons du socle et dans les gisements du Lias¹. De même la galène devient moins argentifère vers le haut (tabl. 1). Par ailleurs l'étude spectrographique des blendes des différents gisements montre une identité géochimique entre les cassures du Lias (col de Montmirat) et les filons dans les schistes (Lonjagnes), ou entre tel gisement de substitution dans la dolomie bajocienne (le Bley-mard) et tel filon au contact des schistes et du granite (Ramponenche); on constate seulement, comme pour la galène, un appauvrissement géochimique progressif des blendes à la partie supérieure du socle et dans la couverture mésozoïque.

Nous allons examiner ces résultats et montrer qu'ils permettent de distinguer deux groupes de minéralisations zincifères; mais la séparation ne se fait pas suivant le critère couverture-socle. *Gisements du socle et gisements de la couverture sont ici deux aspects d'une même minéralisation, d'âge post-bajocien, et vraisemblablement tertiaire comme le pensait De Launay.*

1. Près du col de Montmirat, par exemple, les filons encaissés dans les dolomies du Lias comportent beaucoup de galène, peu de blende, de cuivre gris, de chalcopryrite, et au moins autant de barytine que de quartz; la galène y est relativement peu argentifère (300 à 500 g d'argent à la tonne de plomb). Par comparaison, un filon voisin, encaissé dans les schistes et étudié à une centaine de mètres sous le niveau de la pénéplaine antéliasique (Lonjagnes), comporte beaucoup plus de blende que de galène, assez de cuivre gris et de chalcopryrite, très peu de barytine et beaucoup de quartz; la galène y est plus argentifère (500 à 1 000 g).

III. LES PRINCIPALES PHASES DE LA MINÉRALISATION EN PLOMB-ZINC ; LEURS CARACTÉRISTIQUES GÉOCHIMIQUES ET PARAGÉNÉTIQUES. — On est frappé, quand on examine la minéralisation plombo-zincifère du pourtour du Mont-Lozère, par la multiplicité des directions minéralisées, aussi bien dans les filons que dans les gîtes de substitution. Une étude plus attentive montre que ces directions n'ont pas joué simultanément, et que la plupart ont joué plusieurs fois.

A Vialas, Rivot [1865] a montré l'existence de six directions de fractures minéralisées et il a établi leur ordre de formation et leur ordre de minéralisation.

	ROCHE ENCAISSANTE	Ag
<i>Le Bleymard</i>	Bajocien	600 à 1 000
<i>Allenc</i>	Lias	400 à 600
<i>Région de Montmirat</i> filons dans le Lias . . .	Lias	240 à 750
filon dans le socle . . .	schistes	400 à 2 300
<i>Bluech</i> dans certaines zones barytiques proches de la surface	schistes	500
ailleurs	—	jusqu'à 5 000
<i>Cocurès</i> filon de la Baume . . .	—	3 000 à 5 000
autres filons	—	1 100 à 3 200
<i>Ramponenche</i>	contact schistes- granite	1 000 à 1 500
<i>Vialas</i> galène largement cris- tallisée	schistes	200
galène fine	—	2 500 à 5 000
<i>Villefort</i> dans certaines zones barytiques proches de la surface	schistes	150 à 300
ailleurs	—	400 à 5 000

TABL. 1. — Teneurs en argent des galènes du Mont-Lozère (d'après les archives de la Direction des Mines). Les teneurs sont données en millionièmes pour le concentré à 80 % Pb.

A Ramponenche, le concentré de plomb (à 80 % Pb) tenait, en 1954, de 120 à 670 millionièmes de Bi.

En fait, il est vain d'assigner à chaque direction un certain type de remplissage. Contrairement à ce que pensait Rivot une même direction ne comporte pas la même minéralisation d'un bout

à l'autre du Mont-Lozère. On trouve dans chaque fracture la trace de plusieurs phases de minéralisation ; et chacune de ces phases de minéralisation, qui coïncide d'ailleurs avec une phase de déformation, se rencontre dans plusieurs gisements.

Pour essayer de caractériser géochimiquement les principales phases de minéralisation, nous avons utilisé :

— d'une part *les teneurs en argent des concentrés marchands de galène* des différents gisements (tabl. 1). On peut admettre que dans chaque gisement l'exploitation n'a porté que sur le dépôt d'une ou deux phases minéralisées. En dépouillant les analyses de concentré à 80 % Pb on constate effectivement que les teneurs en argent se groupent autour d'une ou deux valeurs dominantes.

— d'autre part *les teneurs en Sb, Ge, Ga, Sn et In d'une vingtaine d'échantillons de blende*, prélevés dans les gisements riches en Zn, et dont la pureté a été vérifiée au microscope (tabl. 2) ².

On remarquera sur le tabl. 2 que la teneur en Sb de certains échantillons de blende atteint 1 800 et même 2 400 millionièmes. Une telle valeur est si rare pour la blende (d'après la littérature) qu'on est tenté de l'attribuer à la présence d'inclusions étrangères non décelées par le microscope. Aussi avons-nous cherché à faire préciser, grâce à la microsonde électronique (MM. Capitant et Weinryb, laboratoire du B. R. G. M.), la répartition de l'antimoine à l'intérieur des plages de blende les plus riches. Cette répartition semble homogène. On peut donc penser que l'antimoine se trouve bien dans le réseau de la blende et non pas sous forme d'inclusions submicroscopiques ³.

Les blends du tabl. 2 peuvent se répartir en deux groupes, d'après leurs teneurs en Sb :

— *groupe A : les blends riches en Sb* (800 à 2 400 millionièmes) *sont relativement pauvres en Ge* (moins de 60 millionièmes). Ce groupe est représenté par la plupart des échantillons de Montmirat, de Vialas, d'Allenc, par un des échantillons de Villefort et un des échantillons du Bleymard.

— *groupe B : les blends pauvres en Sb* (moins de 500 millionièmes) *sont relativement riches en Ge* (100 à 350 millionièmes). Ce groupe est représenté

2. L'analyse spectrographique de ces échantillons a été faite au laboratoire du B. R. G. M. (MM. Béguinot et Cadiou) suivant la méthode du secteur à échelons de R. Breckpot (*Spect. Acta*, 1939, H. 2, p. 137-163).

3. Il convient cependant de remarquer qu'une inclusion de diamètre inférieur à 1,5 μ , et située en dessous du plan de coupe de l'échantillon ne serait généralement pas décelée par la microsonde.

	ROCHE ENCAISSANTE	Sb	Ge	Ga	Sn	In
<i>Le Bleyard (+)</i>						
Le Mazel	Bajocien	< 300	45	2	< 10	< 70
—	—	< 300	100	< 10	25	< 70
Orcières	—	800	40	5	< 10	< 70
<i>Allenc</i>	Lias	850	15	90	< 10	< 70
<i>Région de Montmirat</i>						
Lozerette	Lias	1 100	40	90	15	< 70
col de Montmirat	—	1 100	55	180	45	< 70
filon de Lonjagnes	schistes	1 800	15	125	200	100
—	—	1 100	55	130	280	130
—	—	1 800	45	100	40	< 70
filon Sainte-Luce	—	1 000	60	90	400	< 70
filon Sainte-Désirée	—	380	100	30	25	< 70
<i>Ramponenche (++)</i>						
filon principal	contact schistes- granite	380	130	30	15	< 70
—	—	850	230	90	95	< 70
La Vernède	granite	< 300	350	< 5	< 10	< 70
<i>Vialas</i>						
filon des Avesnes	schistes	2 400	< 10	10	130	< 70
aire de triage	—	500	20	5	140	160
<i>Villefort (+++)</i>						
filon Bayard	contact schistes- granite	1 800	15	30	< 10	< 70
filon du Chambon	granite	380	350	70	60	< 70

TABL. 2. — Analyse spectrographique des blendes du Mont-Lozère.

Seuls 5 éléments ont été dosés : Sb, Ge, Ga, Sn et In ; notons pourtant que Cd et Ag sont présents dans tous les échantillons et parfois très abondants. Les teneurs sont données en millionièmes.

(+) : au Bleyard la teneur en Cd du concentré de blende est de l'ordre de 2 000 millionièmes ; (++) : à Ramponenche le concentré de blende (à 60 % Zn), en 1954, tenait 260 à 290 millionièmes de Ge, 300 à 460 millionièmes d'Ag et 2 700 millionièmes de Cd (renseignement communiqué par l'exploitant) ; (+++) : à Villefort, d'après Ch. Thirion [1933], la teneur en Ag de la blende varie de 960 à 1 800 millionièmes ; elle atteint exceptionnellement 4 600 millionièmes au filon des Issards.

senté par des échantillons du Bleyard, de Ramponenche, par un des échantillons de Villefort et un des échantillons de Montmirat.

Un des échantillons de Ramponenche est aberrant par sa trop forte teneur en Sb. Les anomalies observées ailleurs (teneur en Ge trop faible pour la teneur en Sb, ou inversement) s'expliquent par un appauvrissement géochimique des filons vers le haut, analogue à celui que nous constatons pour l'argent dans la galène.

Le tableau 1 montre nettement en effet, conformément à ce qui a déjà été dit sur l'évolution de la paragenèse et du chimisme à la partie supérieure des gisements, que les galènes situées dans le Lias ou assez haut dans les schistes (là où se développe la barytine) sont plus pauvres en Ag que les galènes profondes. Quant à ces dernières

on peut constater que celles qui correspondent aux blendes du groupe A (Montmirat, Vialas) atteignent 2 000 et 5 000 millionièmes d'Ag, alors que celles qui correspondent aux blendes du groupe B (le Bleyard, Ramponenche) ne dépassent pas 1 500 millionièmes d'Ag.

L'étude des paragenèses confirme et précise ce qui vient d'être dit. Elle nous conduit à distinguer, en première approximation, deux phases principales, qui localement se superposent (Villefort, Montmirat) :

— une phase A, caractérisée par une blende riche en Sb (800 à 2 400 millionièmes) et relativement pauvre en Ge (moins de 60 millionièmes), une galène riche en Ag en profondeur (2 000 à 5 000 millionièmes) et une gangue de quartz, auquel s'ajoute parfois la sidérite. La paragenèse

comporte en outre du mispickel, porteur de Sb lui aussi ⁴, de la pyrite, du cuivre gris zincifère ⁵, de la chalcoppyrite, de la bournonite et parfois de la nickeline (Vialas). Un développement de barytine et de marcassite s'observe localement dans les zones supérieures des gisements. — Ex. Vialas, Montmirat *p. p.*, Allenc, Villefort *p. p.*, Bluech, Cocurés.

— une phase B caractérisée par une blende plus pauvre en Sb (moins de 500 millièmes) et dont la teneur en Ge atteint 350 millièmes dans le socle (Ramponenche) et 100 millièmes dans la couverture (Le Bleymard); la galène tient 1 000 à 1 500 millièmes en profondeur dans le socle; la gangue est formée surtout de *barytine*, avec parfois de la dolomie. La paragenèse comporte en outre de la pyrite, de la chalcoppyrite, de la marcassite. La pyrite et la blende sont souvent colloformes (schalenblende, melnikovite). Le quartz apparaît dans le socle, mais en proportion réduite. — Ex. Ramponenche, le Bleymard, Villefort *p. p.*, Montmirat *p. p.*

En outre il existe à Vialas [Rivot, 1863] et aussi à Montmirat et à Villefort, une autre phase minéralisée dont la galène est toujours pauvre en Ag (moins de 500 millièmes), même en profondeur dans les schistes. Presque exempte de blende, accompagnée d'un peu de mispickel, de pyrite, de chalcoppyrite et de cuivre gris, dans une gangue essentiellement quartzreuse, cette phase de dépôt est souvent difficile à repérer. En effet elle précède la phase A, et les fractures qu'elle occupe ont généralement été réinjectées par une des deux phases principales. Citons le filon des Anciens à Vialas, le filon des Combettes à Montmirat.

Enfin l'étude détaillée des structures et des minerais, qui montrent de nombreux stades de bréchification en cours de minéralisation, conduit à encadrer l'ensemble des trois phases déjà décrites par deux phases stériles, essentiellement siliceuses :

— une première phase siliceuse, à pyrite fine, constitue les grands filons N 110° E de Vialas, Villefort, Bluech, etc.; on peut lui attribuer aussi une importante silicification des roches encaissantes antérieurement à la minéralisation sulfurée (le Bleymard);

— une dernière phase siliceuse dépose du quartz calcédonieux, de la dolomie, de la marcassite, parfois un peu de fluorine et pratiquement pas de barytine (même près de la surface). Elle provoque une dernière silicification, postérieure au dépôt de sulfures, et moins étendue que la première (Vialas, Montmirat, Ramponenche, etc.).

IV. POSITION MÉTALLOGÉNIQUE DE LA MINÉRALISATION EN ANTIMOINE. — Une série de petits gisements ont été exploités pour l'antimoine au S et au SE du Mont-Lozère, dans le socle schisteux. Les uns forment des injections lenticulaires interstratifiées dans les schistes (Cassagnas); les autres, la majorité, sont filoniens, et se groupent suivant une bande NE qui prend en écharpe le bord sud-est du massif sans pénétrer dans le granite et sans être attirée non plus par les contours du horst granitique (fig. 2).

Il s'agit dans tous les cas de dépôts lenticulaires dont la structure n'est jamais rubanée : la stibine ou les sulfo-antimoniures y sont inclus dans le quartz, comme par suite de la cristallisation rapide de solutions colloïdales siliceuses.

On a souvent considéré ces indices comme relevant d'une métallogénie plus ancienne que les gisements de Pb-Zn. En fait, l'étude des minerais montre qu'il y a continuité entre la minéralisation en Pb-Zn et cette minéralisation en Sb, d'ailleurs non aurifère.

On peut en effet classer ces gisements d'antimoine en trois types paragenétiques :

a) un type sans stibine avec galène et sulfo-antimoniure riche en Pb (boulangérite : 5 Pb S, 2 Sb₂S₃). C'est le cas de Richaldon, où, après un dépôt initial de quartz, pyrite et mispickel ⁶, commun à tous les types, on constate la formation de boulangérite, d'abord accompagnée de quartz, puis de dolomie, galène argentifère, blende claire, exempte de Ge ⁷, et parfois bournonite. Le gisement de la Coupette est aussi de ce type ;

b) un type sans galène, avec sulfo-antimoniure pauvre en Pb (zinkénite : 6 PbS, 7 Sb₂S₃) et stibine. C'est le cas de Terrailon, où la zinkénite ⁸

4. La présence de Sb dans le mispickel (Lonjagues) a été décelée à la microsonde électronique; les teneurs sont de l'ordre de 0,15 %. On n'y a pas trouvé d'or.

5. Le cuivre gris est également riche en As et en Sb, et il contient 5 à 6 % de Zn (dosage effectué à la microsonde électronique sur des échantillons de Montmirat : Lozerette, les Combettes).

6. Le mispickel de ces gisements d'antimoine n'est pas aurifère, mais il est toujours porteur de Sb. On a décelé à la microsonde électronique plus de 0,7 % Sb dans le mispickel de Richaldon.

7. La blende de Richaldon a donné à l'analyse spectrographique (en millièmes) : Sb = 900, Ge < 10, Ga < 5, Sn < 10, In < 70. La teneur en Sb est probablement exagérée, car la blende renferme de minuscules aiguilles de sulfo-antimoniures qu'il est difficile d'éliminer complètement. Quant aux autres éléments, la blende en est très pauvre, comme il est normal pour un dépôt relativement proche de la surface.

En ce qui concerne la galène, nous n'avons pas pu en isoler suffisamment pour faire un dosage chimique de l'argent; et le spectrographe, ainsi que la microsonde électronique, sont trop peu sensibles pour permettre une évaluation.

8. La présence de zinkénite a été établie par étude aux rayons X

et la stibine apparaissent d'abord avec le quartz, puis avec la dolomie et la blende. Un peu d'antimoine natif se développe çà et là en bordure de la stibine ;

c) un type à stibine, sans sulfo-antimoniure ni galène. Le principal gisement exploité, celui de la Felgerette (près de Saint-Michel-de-Dèze), appartient à ce groupe, de même que celui, jadis

important, de Malbosc dans l'Ardèche. Ici, hors la présence constante de pyrite et de mispickel, la stibine est seule (Cassagnas) ou associée à la blende (La Felgerette), dans une gangue de quartz sans dolomie. La barytine apparaît souvent dans ce genre de gisement (Vieljoue, Malbosc, Auzonnet) dont l'importance économique est nettement prédominante⁹.

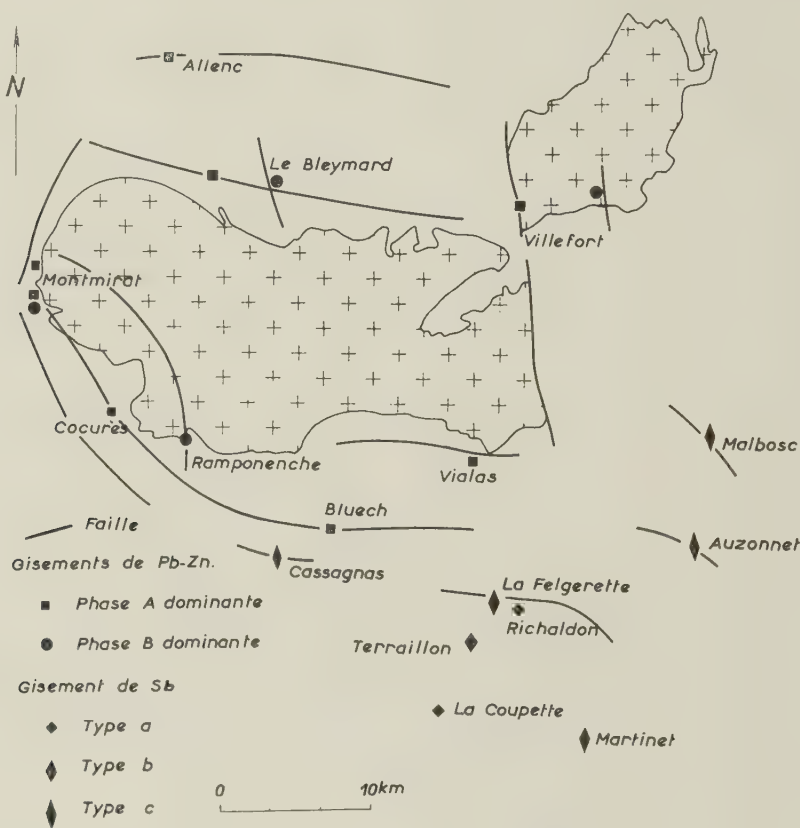


FIG. 2. — Schéma indiquant l'emplacement des gisements étudiés et leur type métallogénique.

Il semble bien que ces trois types représentent les étapes successives de l'évolution d'une même minéralisation, s'appauvrissant progressivement en Pb. Le dépôt, à gangue essentiellement quartzreuse, commence toujours par la formation de pyrite et de mispickel¹⁰, et se poursuit avec l'apparition de la blende accompagnant soit la galène et des sulfo-antimoniures, soit des sulfo-antimoniures et la stibine, soit la stibine seulement, suivant les cas. La barytine n'existe que dans les types à stibine pure. Conformément à ce qui a déjà été noté par J. Geffroy [1955], la stibine et la galène ne coexistent jamais dans un même dépôt.

En résumé l'évolution du chimisme de la minéralisation antimonée s'effectue ainsi :

Pb, As et Fe diminuent avec le temps,
Sb augmente avec le temps.

Dans ces conditions il paraît naturel de la rattacher à la phase plombo-zincifère A, riche en

(lab. du B. R. G. M.) par R. Pierrot. La boulangérite de Richaldon a été déterminée de la même manière.

9. La stibine de Malbosc présente la particularité, connue depuis longtemps (Gensanne, cité par Caillaux [1875, p. 403]), d'être argentifère ; l'analyse spectrographique y révèle plus de 1 000 millièmes d'Ag.

10. Le mispickel est généralement postérieur à la pyrite, qu'il remplace partiellement.

antimoine. En effet les paragenèses sont les mêmes de part et d'autre, le mispickel est également porteur de Sb, la blende est exempte de Ge; pyrite, cuivre gris et bournonite sont également présents, avec une gangue de quartz, et la barytine n'apparaît que dans les parties hautes. Bref tout suggère que la minéralisation antimoniee fait suite à la phase minéralisée A dont elle constitue une forme évoluée.

Une telle évolution est remarquablement conforme à celle décrite par G. O. Grigorian [1960] pour les minéralisations à Pb-Zn et Sb d'Arménie. Cet auteur en donne l'interprétation suivante : Sb se trouve dans les solutions minéralisantes à l'état d'ions complexes $(Sb_2S_4)^{--}$, très stables et susceptibles d'être entraînés plus loin que les ions Pb^{++} . Au début du cheminement, il se dépose des sulfo-antimoniures riches en Pb et parfois de la galène (s'il y a excès de Pb); puis précipitent les sulfo-antimoniures pauvres en Pb; enfin, dans les zones les plus proches de la surface, les ions $(Sb_2S_4)^{--}$ restants sont oxydés, et la stibine se dépose, accompagnée de barytine s'il y a excès d'oxygène. Un dépôt simultané de galène et de stibine semble impossible dans les conditions usuelles.

CONCLUSION. — La minéralisation en antimoine du Mont-Lozère appartient au même cycle métallogénique que sa minéralisation plombo-zincifère, dont elle achève l'évolution. L'ensemble de ces minéralisations est épigénétique, de basse température, et connexe de la fractu-

ration qui a accompagné l'exhaussement du horst granitique au Tertiaire.

Il importe cependant de ne pas généraliser ces conclusions à tous les filons d'antimoine du Massif central. Selon J. Geffroy [1955], il existe en effet deux types génétiques de filons d'antimoine :

— les uns, comparables à ceux que nous venons de décrire, sont de type épithermal et passent latéralement ou en profondeur à des dépôts de Pb-Zn d'âge récent ;

— les autres, généralement plus importants du point de vue économique (J. Geffroy les appelle les « vrais » filons à stibine), sont de type mésothermal; ils passent en profondeur à des formations à mispickel aurifère et sont en relation probable avec des microgranites hercyniens.

REMARQUE SUR L'IMPORTANCE ÉCONOMIQUE DES GISEMENTS EXAMINÉS ICI. — Voici, exprimées en tonnes de métal contenu, d'après les archives du Service des Mines, les productions cumulées des principaux gisements postérieurement à 1830 :

Le Bleygard (1890-1940) : 20 000 t de Pb et 18 000 t de Zn.

Vialas (et Villefort p. p.) (1835-1894) : 9 000 t de Pb.

Ramponenche (1953-1956) : 420 t de Pb et 400 t de Zn.

Montmirat (mines d'Ispagnac) (1872-1880) : 550 t de Pb.

Saint-Michel-de-Dèze (la Felgerette) (1889-1948) : 2 500 t de Sb.

Les autres gisements n'ont pas dépassé quelques centaines de tonnes. On peut évaluer la production de l'ensemble du district à 32 000 t de Pb métal, 19 000 t de Zn métal et 3 000 t de Sb métal. Les seules réserves actuellement connues se trouvent au Bleygard et à Ramponenche.

Bibliographie.

- CAILLAUX (1875). — Description des mines métalliques de la France. Paris.
- COLIN-DUFRESNE Y., FONTEILLES M. et PELISSONNIER H. (1959). Indices de schéelite sur la bordure occidentale du massif granitique du Mont-Lozère. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 830-832.
- DE LAUNAY (1913). — Traité des gîtes minéraux et métallifères, t. I, p. 7. Paris.
- DELBOIS L. (1956). — La mine de plomb et de zinc du Bleygard (Lozère) et son cadre géologique. In Colloque sur la géologie et la minéralogie du Massif central français. *Publ. Fac. Sc. Univ. Clermont*, fasc. 2, p. 35-45.
- FABRE G. (1873). — Sur les preuves de la submersion du Mont-Lozère à l'époque jurassique. *B. S. G. F.*, (3), I, p. 306-326.
- (1877). — Sur l'âge et la constitution des régions schisteuses du Gévaudan et des Cévennes. *Ibid.*, (3), V, p. 399-409.
- FUCHS E. (1874). — Mémoire sur les gisements de plomb argentifère, de cuivre et de houille des environs de Meyrueis et de Florac. Paris.
- GEFFROY J. (1951). — Métallogénie hydrothermale et remaniements ascendants dans la Lozère. Extension possible du processus. *B. S. G. F.*, (6), I, p. 389-411.
- (1955). — Métallogénie de l'antimoine dans les aires hercyniennes françaises. *Bull. Ass. anc. Él. Lab. Géol. appl. Paris*, fasc. 1, p. 28-35.
- GÈZE B. (1945). — Problème de tectonique hercynienne dans le Sud-Est du Massif central français. *B. S. G. F.*, (5), XV, p. 111-126.
- GRIGORIAN G. O. (1960). — Sur quelques lois des conditions de formation des minerais de plomb et

- d'antimoine. *Geochimia S. S. S. R.*, 1960, n° 1, p. 60-67 (en russe).
- LAN (1854). — Description des gîtes métallifères de la Lozère et des Cévennes occidentales. *Ann. Mines* 5^e sér., t. 6, p. 401-512.
- LAPADU-HARGUES P. (1947). — Les massifs de la Margeride et du Mont-Lozère. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVI, n° 222.
- LOUGNON J. (1957). Note sur le gisement du Bleymard (Lozère). Archives B. R. G. M., inédit.
- RIVOT L. E. (1863). — Mémoire sur les filons de galène argentifère de Vialas (Lozère). Paris, Dunod.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1952). — Genetische Lagerstätten-systematik auf geotektonischer Grundlage. *N. Jahrb. Min., Monatsh.*, H. 2-3, p. 47-89.
- SMIRNOV S. S. (1937). — Sur la zonalité des gisements miniers. *Izv. Ak. Nauk S. S. S. R.*, ser. Geol., n° 6, p. 1071-1082 (en russe).
- THIRION Ch. (1931). — Quelques notes de géologie et de métallogénie sur la région de Villefort (Lozère). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 129-131.
- DE WAARD (1949). — Diapiric structures. *Proc. k. nederl. Ak. Wetensch.*, sect. Sc., vol. 52, n° 2, p. 1027-1038.
- Travaux et documents inédits de : O. HORON, H. PELISSONNIER, J. P. PROUHET, L. ROUIRE, J. ROUIRE, S. R. SARMA et du stage de 3^e année de l'École des Mines de Paris, 1956-1957.
-

Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)

par André CAIRE, Louis GLANGEAUD et Claude GRANDJACQUET*.

Sommaire. — Deux grandes périodes sont distinguées dans l'évolution tertiaire. Au cours de la phase oligocène-miocène, le promontoire sicilien de l'Afrique du Nord se rapproche de l'Apenin, comprimant les Mésogéides calabraises et provoquant des écaillages et éjections de matériel plastique.

Cette phase est suivie d'ajustements post-paroxysmaux. Les bassins sont le domaine d'une active résédimentation avec olisthostromes et olistholites. La gravimétrie et la sismologie indiquent les tendances actuelles de l'évolution.

Au Plio-Quaternaire, les déformations du manteau dessinent l'arc calabro-sicilien dont les divers tronçons subissent des déformations variées.

Introduction et historique sommaire des études tectoniques.

1. INTRODUCTION. — Les résultats consignés dans cette note ont été acquis lors de deux missions effectuées, durant l'année 1960, en Italie méridionale. Après un historique sommaire, nous décrirons les principales unités structurales en allant du Nord au Sud. Ensuite, nous dégagerons les grands ensembles et nous proposerons un schéma structural et géodynamique de la région étudiée¹.

Dans cette note, on se propose de fixer le cadre où viendront s'inscrire les travaux de détail. Il s'agit par conséquent d'une mise au point préliminaire pour poser correctement un certain nombre de problèmes et établir des hypothèses de travail.

2. HISTORIQUE SOMMAIRE. — Les premiers travaux des géologues italiens (Cortese, Di Stefano, Viola) ont fourni une analyse des faits stratigraphiques et structuraux, utilisés par E. Suess (1886-1910) dans sa célèbre synthèse. Mais la grande tectonique de type alpin naît avec Lugeon et Argand [1906 b, c] qui décrivent une vaste nappe de recouvrement en Sicile. Puis Limanowski [1909, 1913] indique que les monts Péloritains internes ne représentent pas la racine de la grande nappe sicilienne, mais une nappe indépendante. En 1913, cet auteur imagine, pour expliquer l'édifice calabrais, une gigantesque nappe de cristallin (granites de la Sila et de San

Bruno), surgissant de la mer Tyrrhénienne et se déplaçant de l'Ouest vers l'Est. Après les travaux de Kober [1930] et de Staub [1933], H. W. Quitzow [1935] décrit en Calabre un charriage d'Est en Ouest qui transporte les granites sur les gneiss, et les gneiss sur des schistes injectés. Il admet que les racines de ces nappes se situent en Sila. Quitzow et Teichmüller [1935] proposent, en outre, une carte tectonique générale de l'Italie, basée sur les phases orogéniques de Stille.

L'importance des recouvrements siciliens est minimisée par Behrmann [1938]. En 1940, Fabiani et Trevisan distinguent la nappe des monts de Palerme et de Trapani. La théorie « autochtone » est soutenue par Fabiani [1940, 1952, 1953], Florida [1953] et Lazzari [1953]. Ces auteurs admettent seulement des recouvrements locaux et expliquent diverses structures par « diapirisme ».

* Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

1. Les études locales ont été réparties en deux groupes : en Basilicate et Calabre, avec L. Glangeaud et C. Grandjacquet ; dans l'Aspromonte et en Sicile, avec A. Caire. M. Mattauer a participé à la première mission (Pâques 1960) qui a abouti à une note commune sur la Calabre méridionale et la Sicile nord-orientale [Caire et Mattauer, 1960]. R. Truillet et J. Bousquet ont effectué des travaux de détail sur certains points particuliers qui fourniront la matière de prochaines publications.

Nous ne saurions trop remercier pour leur charmant accueil nos collègues italiens, et notamment MM. Accordi, Beneo, Gortani, Jacobacci, Segre, Signorini, Vardabasso ; ainsi que M. Vieillefond, attaché culturel de l'Ambassade de France à Rome.

De nombreux autres géologues ont contribué à l'étude tectonique régionale de l'Italie méridionale. Parmi ceux-ci, citons : Horstel [1905], Hobb [1906], Sacco [1910 à 1947], Tilman [1912], Signorini [1939 à 1952], Ippolito [1947 à 1954], Fabiani [1952], Gortani [1956].

Parmi les auteurs italiens qui ont étudié les terrains post-triasiques du territoire calabro-lucanien², signalons Baldacci et Viola [1894], De Lorenzo [1894-1896], Greco [1899], Di Stefano [1904], Signorini [1939], Principi [1940], Beneo [1956], Ippolito [1956], Lucini, Masperoni et Spada [1956-1957], Scarsella [1957]. Ces géologues ont soigneusement observé les Flyschs de l'Apennin méridional, mais il n'admettent généralement pas leur allochtonie. Signorini [1948] introduit la notion d'allochtone en Toscane et la développe en 1955 en précisant les modalités de la tectonique d'écoulement. Les nappes de glissement (franes orogéniques de Migliorini [1933]) sont adoptées par Merla [1951] et Trevisan [1953].

V. Cotecchia [1958] apporte des observations précises, entre le M^{te} Pollino et le Fiume Sinni, en faveur d'une « transgression tectonique » du Flysch avec « tectonique d'écoulement » sur l'autochtone du Lagonegrese.

En Sicile, une mention particulière doit être faite pour les idées qui se sont succédées au sujet des massifs et lambeaux calcaires, généralement mésozoïques, que l'on observe isolés dans les argiles tertiaires. Ces lambeaux ont d'abord été interprétés comme des klippen [Lugeon et Argand, 1906 ; Arbenz, 1908], puis expliqués par extru-

sion (les géologues italiens parlent de diapirs et de diapiroïdes). C'est le cas de Fabiani [1929, 1953, etc.]. Beneo et ses collaborateurs les interprètent comme des lambeaux exotiques (olistholites) entraînés par des écoulements sous-marins du type courant de turbidité (franes sous-marines, olisthostromes). Ces notions nouvelles ont été étendues et systématisées à l'Apennin et à toute la Sicile. Comme nous le verrons, l'interprétation des olistholites et olisthostromes proposée par Beneo se vérifie pour les séries mio-pliocènes remaniées. Pour les plissements plio-quaternaires, nous devons citer particulièrement la synthèse de Trevisan [1955].

Les corrélations entre l'arc calabro-sicilien et l'Afrique du Nord d'une part, l'Apennin de l'autre, ont fait l'objet de nombreuses tentatives. La liaison entre Sicile et Afrique du Nord a été souvent admise depuis Suess [1886], Termier [1911] et Kober [1912] ; mais il nous est impossible d'analyser ici tous les travaux consacrés à cette question. Nous citerons seulement Seguenza [1866], Kober [1912, 1928, 1931], Staub [1922, 1932], Fallot [1922, pl. 10 ; 1958 : cours inédit], Stille [1927], Fabiani [1929], Beneo [1950 a], Glangeaud [1951, fig. 1, 2, 3 ; 1952 fig. 3 ; 1956 fig. 1, 4], Fabiani et Segre [1952], Vardabasso [1953, fig. 1], Caire [1954 b, 1957], Castany [1956], Gortani [1956], Behrmann [1958]. Parmi ces synthèses, celle de P. Fallot [1922] fournit pour la première fois une série complète de cartes paléogéographiques concernant la Méditerranée occidentale, du Trias au Burdigalien.

I. Les grandes unités structurales.

A) DOMAINE CALABRO-LUCANIEN ET CALABRE SEPTENTRIONALE (fig. 1).

1. *Massifs calabro-lucaniens*. La région calabro-lucanienne, entre les latitudes de Sapri et de Belvedere, et de la mer tyrrhénienne à la chaîne du Monte Pollino, comporte des massifs calcaires dolomitiques autochtones d'âge triasico-liasique, qui en constituent le bâti principal. Les terrains du Jurassique moyen et supérieur semblent faire défaut dans la majeure partie de ce territoire. Les marges du massif dolomitique sont recouvertes par des couches crétacées à Rudistes et Orbitolines et par des calcaires marneux lutétiens et aquitaniens.

Sur cet ensemble autochtone apparaissent des Flyschs allochtones surmontés de lambeaux char-

riés (Praia, M^{te} Sirino, etc...). L'un d'eux, appartenant à l'« épizone », est formé de plaquettes argilo-phylliteuses bleutées, luisantes, intercalées de nombreux bancs de quartzites jaune brunâtre à pâte fine et de rares bancs de calcaires. Nous l'appellerons *Flysch à quartzites*. Il semble correspondre au groupe assez confus des « argille scagliose » des auteurs italiens.

A l'échelle du mètre et de l'hectomètre, le Flysch à quartzites repose indifféremment sur des couches triasiques, crétacées et éocènes. A Maiera, il est superposé à des marno-calcaires noduleux d'âge oligocène et, à partir de la vallée

2. La région calabro-lucanienne, telle que l'a définie Cortese [1895], correspond à la zone montagneuse empiétant sur la Basilicate et la Calabre septentrionale.

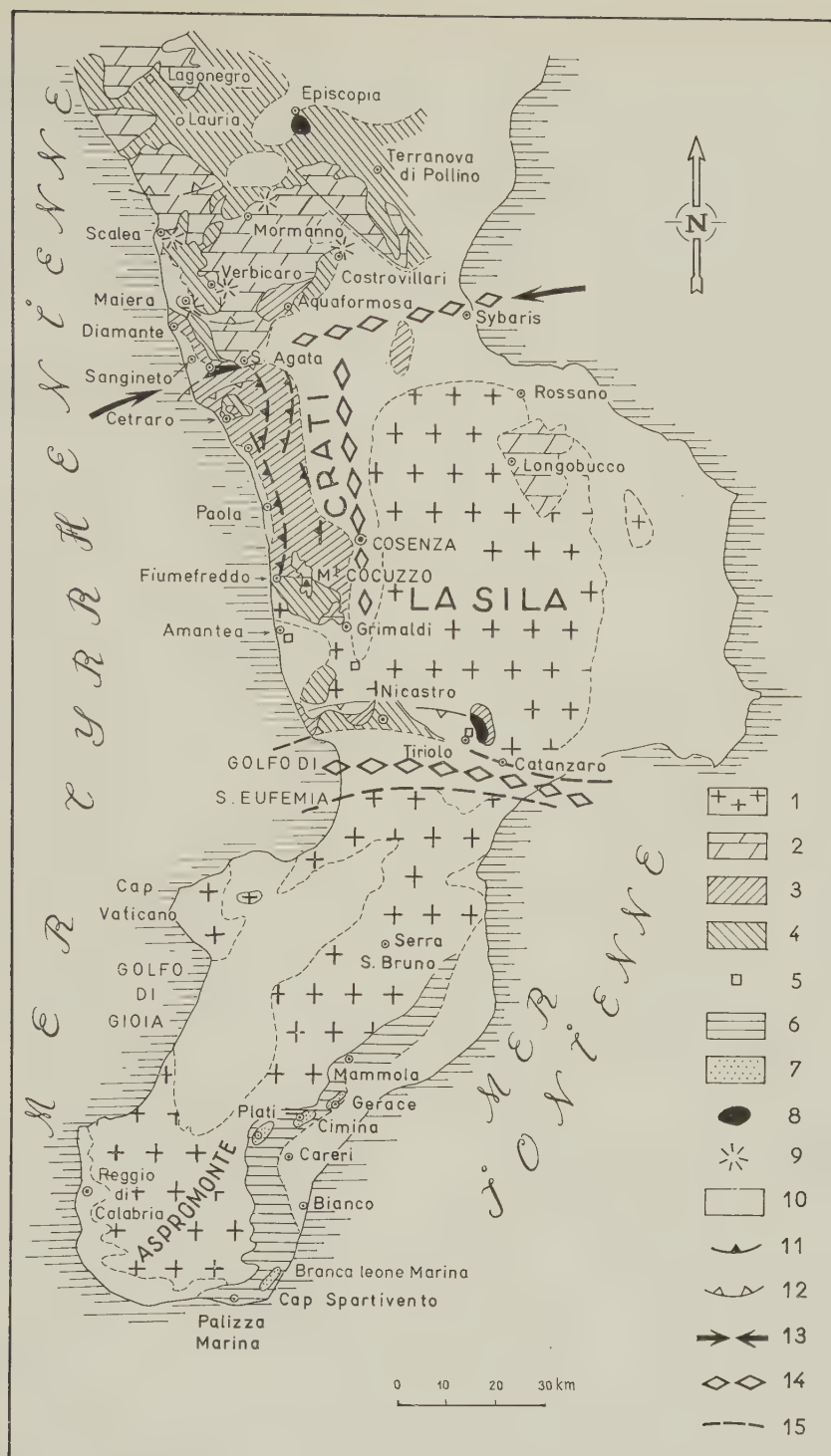


Fig. 1. — Carte tectonique schématique de la Calabre.

1 : massifs cristallins de la Sila, de l'Aspromonte et de Sera San Bruno ; 2 : massifs calcaires, triasiques-crétacés nord-calabrais et calabro-lucaniens, et série épicontinentale de la Sila (région de Longobucco) ; 3 : schistes pseudo-lustrés ; 4 : Flysch à quartzites et Flysch noir ; 5 : lambeaux tithoniques-néocomiens du SW de la Sila ; 6 : Flyschs crétacés alloctones sud-calabrais ; 7 : Flysch numidien alloctone sud-calabrais ; 8 : roches vertes et schistes verts ; 9 : volcans limburgitiques ; 10 : Mio-Plio-Quaternaire post-nappes ; 11 : écaillles de gneiss à grenats entre Sangineto et Amantea (unité de Cetraro) ; 12 : zones d'écaillage E-W ; 13 : « hiatus intercratonique » de Sangineto ; 14 : dépressions mio-plio-quaternaires de Sangineto et de Catanzaro ; 15 : limites de la dépression de Catanzaro.

du Sinni, il chevauche le Miocène inférieur et moyen (ou peut-être se résédimente-t-il dans des terrains mio-pliocènes). Dans le Lagonegrese, il repose sur des argiles rouges. Sur les surfaces d'érosion élevées des massifs calabro-lucaniens, les lambeaux de Flysch à quartzites sont conservés, très plissés, dans les dépressions karstiques du Trias dolomitique.

Par ailleurs, ce Flysch occupe le plus souvent le fond des fossés d'effondrement. Dans la région de Lagonegro, il surmonte quelquefois du Flysch noir crétaqué, caractérisé par des schistes noirs intercalés de bancs de calcaires grumeleux gris jaunâtre, et par des schistes siliceux. Sa limite nord semble atteindre la région de Salerne. A Episcopia et Terranova di Pollino, le Flysch à quartzites englobe des masses de serpentines et un ensemble de gneiss injectés de diorites. Nous retrouverons ce même cortège pétrographique dans la zone de Sangineto.

Le massif nord-calabrais est traversé par une série de volcans de nature limburgitique. Parmi les principaux gisements reconnus jusqu'à ce jour, trois ont été signalés par H. W. Quitzow [1935] à Scalea, Mormano et Castrovillari, deux ont été découverts récemment par nous à Grisolia et Verbicaro.

2. *Bordure méridionale du complexe calabro-lucanien et zone de Sangineto.* La bordure sud-occidentale du massif dolomitique nord-calabrais est recouverte, entre Scalea, Belvedere et Sangineto, par deux unités allochtones superposées. Le Flysch à quartzites y est surmonté par des calcaires marmoréens en plaquettes, lardés de porphyrites et par des lambeaux de dolomies charriés.

L'ensemble précédent est bordé, au Sud, par une zone écrasée, orientée E-W, qui forme une dépression dont le village de Sangineto occupe le fond. Les schistes pseudo-lustrés que nous retrouvons dans l'unité de Cetraro occupent la majeure partie de la dépression. Çà et là affleurent des écaillés assez complexes. Elles comprennent des radiolarites et des serpentines écrasées qui, le long de la route de Belvedere à Santa Agata, sont en contact avec le Flysch qui recouvre le massif triasique nord-calabrais. Des pillow-lavas et des brèches ophiolitiques apparaissent dans une position tectonique aberrante. On observe enfin des diorites injectées, à l'E de Sangineto, dans une lame de gneiss à grenats (kinzigite). C'est le complexe kinzigite-diorite de Novarese [1931], qui se développe plus au Sud.

Quelles conclusions peut-on tirer de cette description sommaire ? Deux hypothèses peuvent

être envisagées. Dans la première, la zone de Sangineto correspond à une cicatrice résultant de l'écrasement d'une fosse. Dans cette fosse pouvait exister une croûte sialique relativement mince, couverte de dépôts essentiellement péliques ayant donné des schistes pseudo-lustrés. Ces schistes peuvent être anté-mésozoïques ou d'âge secondaire. Ils devaient être surmontés par diverses formations et en particulier par le Flysch à quartzites accompagné de son cortège ophiolitique. Dans la seconde hypothèse, on peut considérer que la zone de Sangineto correspond à un *synclinal de nappes* pincé, qui contenait des schistes et le Flysch à quartzites allochtones. De toute façon, les gneiss et les diorites ne semblent pas avoir participé à de grands cheminement. En effet, les diorites injectent des gneiss à grenats, lesquels se présentent sous forme de grosses lames écaillées perçant à travers la couverture des schistes pseudo-lustrés. On peut donc imaginer que la zone de Sangineto correspond à une cicatrice, et dérive d'un « hiatus intercratonique » séparant le craton (supposé) de l'Apennin méridional de celui (observé) de la Sila.

3. *Unité de Cetraro.* L'unité de Cetraro s'étend de la bordure sud de la zone de Sangineto jusqu'à la latitude d'Amantea. Elle est bordée, à l'Ouest, par la plage ou par les dépôts miocènes de la côte tyrrhénienne et, à l'Est, par la dépression de la vallée du Crati. Les schistes pseudo-lustrés à lentilles de calcaire métamorphique, qui jouent le rôle principal dans cette zone, sont traversés par d'importantes masses de porphyrites. De Sangineto jusqu'à l'W de Cosenza, ces masses relativement plastiques sont surmontées par plusieurs lambeaux de gneiss à grenats (kinzigite) à pendage ouest. Une mince pellicule de Flysch à quartzites repose sur cet ensemble, dont il est séparé par une surface mécanique souvent sub-horizontale. Ce Flysch à quartzites est l'homologue, par son faciès, de celui qui repose anormalement sur le massif dolomitique nord-calabrais. A Cetraro, une klippe de dolomies triasiques est posée sur ce Flysch. Son origine n'est pas encore complètement éclaircie. Elle peut correspondre à une ancienne écaille, qui chevauchait les Flyschs et qui, libérée de ses attaches, s'est déplacée vers le Sud sur une semelle plastique.

4. *Sila et fossé du Crati.* A mi-distance entre Amantea et Cosenza, la route passe entre deux croupes de dolomies grises. Ce sont les fenêtres du Monte Cocuzzo et de Grimaldi, déjà connues de longue date. Il s'agit incontestablement de

témoins d'un massif dolomitique encore en grande partie masqué par les terrains allochtones sus-jacents. Les deux masses de dolomies triasiques percent à travers les schistes lustrés et le Flysch à quartzites. Les contacts tectoniques entre le substratum et les nappes sont en général sub-horizontaux, mais des jeux de failles et des écaillages tardifs ont compliqué la structure de cette région.

Le substratum de ces fenêtres dolomitiques étant masqué, on peut penser qu'il est formé par les schistes et micaschistes injectés qui affleurent sur une vaste surface entre Amantea, Nicastro et Catanzaro (*Sila piccola*). Ces schistes « cratoniques » injectés de veines de quartz et de pegmatites plongent sous le Miocène de Catanzaro.

La vallée du Crati et la plaine de Sybaris forment une longue dépression qui sépare morphologiquement l'unité de Cetraro, le domaine calabro-lucanien et le massif de la Sila. Le fossé du Crati, orienté N-S, est comblé de dépôts tertiaires récents : ce sont essentiellement des sables et grès miocènes, souvent remaniés, puis des sables et argiles pliocènes. Les bordures de cette large vallée sont encombrées de terrasses quaternaires constituées de matériaux très hétérogènes.

— *Le massif de la Sila* proprement dit (*Sila Grande*, *Sila Greca*) est essentiellement constitué par des granites monzonitiques, des gneiss, des pyroxénolites et des schistes métamorphiques. À l'Ouest apparaissent les gneiss à grenats et les schistes kinzigitiques qui paraissent liés à des montées volcaniques anciennes (diorites et gabbros). On a là un faciès spécial dont nous donnerons plus loin la signification.

— *Près d'Amantea* affleurent des migmatites qui peuvent représenter le faciès profond et, par conséquent, la partie interne des schistes injectés précédents, auxquels ils seraient reliés d'une façon continue. On observe en effet tous les passages entre les granites massifs de la Sila Grande, différentes catégories de migmatites et les schistes dits « injectés ». L'un de nous, à la suite des travaux expérimentaux de Wyart et Sabatier [1955, 1959], et de Winkler [1957, 1960], a montré comment les pseudo-injections « lit par lit » n'étaient qu'un faciès de « fusion (anatexie) différentielle » d'une série sédimentaire en cours de cratonisation [Glangeaud, 1958, 1960]. Cela paraît être le cas pour une partie de la bordure de la Sila.

— Sur la *bordure est de la Sila*, entre Longobucco et Rossano, les terrains sédimentaires débutent par un Trias transgressif qui se présente sous un faciès grossier, provenant de la destruction de roches cristallines. Le Jurassique est essentiellement calcaréo-marneux. Le Crétacé étant

absent, une nouvelle transgression a lieu à l'Éocène moyen, dont les assises sont représentées par des calcaires finement lités à Nummulites. Tout l'ensemble, socle cristallin et couverture sédimentaire, est écaillé vers l'Est. Sur les écailles, le Miocène grésocalcaire est transgressif et fortement disloqué par des failles post-miocènes.

5. *Zone de Catanzaro*. Au S de l'unité de Cetraro et du massif de la Sila vient une nouvelle zone, de direction sensiblement E-W, qui présente de très nettes analogies avec la cicatrice de Sangineto. Sur la bordure nord de cette zone de Catanzaro, les schistes injectés de la Sila Piccola chevauchent la série métamorphique (marbre, schistes verts, amphibolites, roches vertes) de Gimigliano. Le lambeau de calcaire tithonique de Tiriolo est charrié sur cet ensemble.

L'actuel fossé mio-pliocène qui s'étend de Nicastro à Catanzaro ne dériverait-il pas, comme la zone de Sangineto, d'une ancienne fosse mésozoïque à croûte sialique amincie, entre le massif de la Serra Bruno et le bloc de la Sila, ou s'agirait-il d'un hiatus primitif entre deux noyaux cristallins hercyniens ? C'est le problème fondamental des socles hercyniens de la région tyrrhénienne qui se pose ici, comme dans le cas de la zone de Sangineto. Nous devons le discuter, car il intéresse la tectonique générale de la Calabre et des autres éléments péri-tyrrhéniens. Les théories de l'École allemande, avec Quitzow et Behrmann, introduisaient, aussi bien dans la mer Tyrrhénienne (massif de la Tyrrhénide) que sous ses bordures, un substratum hercynien plus ou moins continu constituant un bloc cratonique rattaché, par la Corse et la Sardaigne, au bloc européen. Mais nous verrons que d'autres solutions peuvent être retenues, qui semblent plus conformes aux faits observés. Pour l'instant, nous nous bornerons à signaler quelques points de désaccord avec les résultats de Quitzow.

6. *Remarques sur certaines conceptions stratigraphiques et structurales de H. W. Quitzow* [1935]. H. W. Quitzow avait, en 1933-1935, établi une carte tectonique de la Calabre, remarquable pour l'époque où elle a été conçue. Ce travail considérable et intelligent nous a été très utile comme base de départ. Cependant, nous sommes en désaccord avec cet auteur sur différents points, et notamment sur l'existence des phases de H. Stille en Calabre. Nous verrons que la succession des phénomènes est nettement différente, et se rapproche de celle que nous avons définie en Afrique du Nord.

Au point de vue tectonique, nous ne pouvons conserver la nappe unique des gneiss à grenats (kinzigite) recouvrant la série de la Küsten Kette. Nos observations nous conduisent à penser que les gneiss de l'unité de Cetraro ne représentent pas les lambeaux d'une nappe unique venant de la Sila et charriée d'Est en Ouest. Ils se présentent au contraire sous forme d'écaillés alternant avec des porphyrites et reposant sur une série allochtone. Quant à la lame de granite figurée par Quitzow au N de Belvedere, elle correspond en réalité à des « blocs exotiques » inclus dans les arènes miocènes, à la suite d'un phénomène d'ordre sédimentaire.

Nos observations contredisent, de même, l'hypothèse de Quitzow qui rattachait les lambeaux d'*Episcopia* et de *San Severino* à une lame de gneiss qui aurait été continue et poussée à partir de la Sila, sur près de 60 km, par-dessus la région de Castrovillari. Il est difficile de concevoir une masse rigide de gneiss formant une flèche de 60 km. D'autre part, les gneiss sont intimement mêlés à des Flyschs qui sont métamorphisés au contact des serpentines et diorites. Ainsi le complexe des gneiss, granodiorites, calcaires marmoréens et serpentines d'*Episcopia*, semble n'être qu'une partie du cortège pétrographique existant dans la zone de Sangineto. La « klippe »

d'*Episcopia* proviendrait donc de cette zone, grâce à un chevauchement limité vers le Nord. Mais la « patrie » de cette « klippe » est actuellement cachée.

En effet, la bordure sud des massifs calabro-lucaniens et la zone de Sangineto sont souvent masqués par une épaisse série (30 à 500 m) de conglomérats à éléments granito-gneissiques, de sables arkosiques et d'argiles sableuses d'âge miocène. Ces sédiments correspondent à une érosion violente d'un matériel hétérogène en grande partie granito-gneissique. Des études sédimentologiques sont actuellement en cours ; mais, dès maintenant, il nous est possible de préciser que des sédiments du type Flysch, indiquant l'existence de courants de turbidité, y sont mêlés à des niveaux à plantes et à lignites. On peut donc invoquer l'existence, au début du Miocène, d'un fossé fortement subsident, encadré de reliefs activement érodés. Cette impression est renforcée par l'observation de faciès récifaux d'âge miocène supérieur recouvrant les dépôts miocènes grossiers autour des fenêtres de Trias du Monte Cocuzzo et de Grimaldi. Ajoutons qu'une grande partie des matériaux miocènes a été ensuite resédimentée dans les dépôts plio-quaternaires.

D'autre part, la stratigraphie du Trias, telle

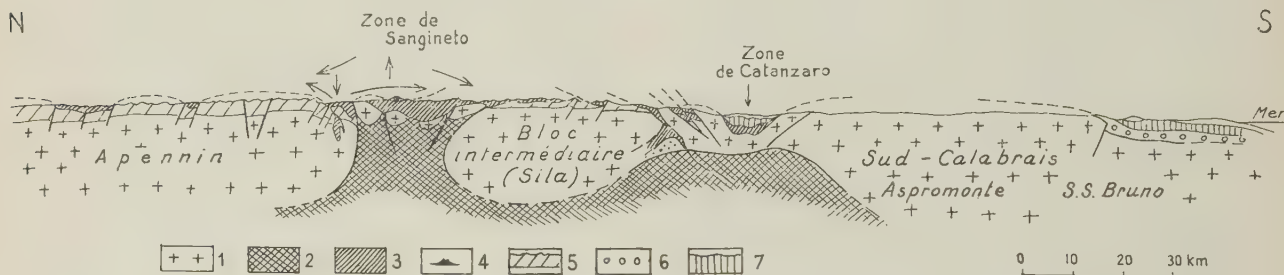


FIG. 2. — Coupe générale de la Calabre.

Cette coupe présente l'une des interprétations discutées dans le texte. La structure profonde de la zone de Catanzaro est hypothétique.

1 : blocs sialiques (croûte supérieure) ; 2 : zone simique (croûte inférieure) ; 3 : schistes pseudo-lustrés et Flyschs allochtones ; 4 : klippe dolomitique de Cetraro ; 5 : massifs dolomitiques ; 6 : Oligo-Miocène transgressif ; 7 : Flyschs crétaqués allochtones sud-calabrais.

qu'elle est proposée par Quitzow [1935], ne concorde pas avec nos observations. En effet, les schistes lustrés, considérés comme carniens par Quitzow, ne paraissent pas partout stratigraphiquement liés aux dolomies dites noriennes. A Cetraro, Quitzow figure une masse de dolomies reposant en concordance stratigraphique sur les schistes lustrés. Nous avons observé dans cette coupe une lame de Flysch à quartzites pincée

entre des schistes para-autochtones et, reposant en klippe sur cet ensemble, un bloc de dolomies extrêmement broyé à sa base. Il semble donc qu'il n'y ait aucune liaison stratigraphique directe entre les schistes pseudo-lustrés plus ou moins allochtones et les dolomies triasiques. Ces schistes pseudo-lustrés ressemblent à ceux des Alpes et peuvent avoir une origine analogue. Ils pourraient venir de l'intervalle simique tyrrhénien.

B) CALABRE MÉRIDIONALE ET SICILE. — En abordant la Calabre méridionale et la Sicile, nous pénétrons dans un nouveau domaine. Depuis longtemps, il est apparu que le massif ancien de Sera San Bruno et de l'Aspromonte se prolongeait dans les monts Péloritains, par-delà l'échancrure récente du détroit de Messine³. De plus, les terrains sédimentaires, qui recouvrent et qui se développent sur les bords est et sud de ce grand massif ancien, offrent d'étroites analogies avec les bordures des massifs rifain et kabyles. Ils se disposent en zones plus ou moins continues, qui présentent en plan une forme arquée.

Lorsqu'on considère, dans le détail, l'évolution paléogéographique d'âge secondaire et éonummulitique, puis l'évolution tectonique tertiaire, l'analogie apparaît encore mieux avec les chaînes telliennes d'Afrique du Nord. On peut établir définitivement l'existence d'une unité majeure de la Méditerranée occidentale : le domaine rifo-calabrais, dont les tronçons (Rif, Kabylies, monts Péloritains, Calabre méridionale) s'alignent sur une distance de plus de 2 000 km. C'est une raison de plus pour considérer la zone de Catanzaro comme une limite majeure entre deux grands domaines paléogéographiques et structuraux de la Méditerranée occidentale.

1. *Le massif ancien de l'Aspromonte et des monts Péloritains.* Les gneiss de l'Aspromonte ne semblent pas receler de contacts tectoniques majeurs, mais les gneiss des monts Péloritains reposent sur des micaschistes, suivant une ligne sinueuse qui passe au N d'Ali, enveloppe le Pizzo di Verno et disparaît au S de Castoreale. Cette ligne a été interprétée comme contact anormal par Quitzow [1935], Andreatta [1941] et Burckhardt [1950]. Mais il serait bon de savoir si le contact anormal ne se réduit pas à des froissements et disharmonies locales entre terrains d'inégales compétences, et si les gneiss (attribués à la mésozone) ne recouvrent pas normalement les phyllades (attribuées à l'épizone). Une telle superposition ne semble pas impossible compte tenu des travaux récents sur le développement du métamorphisme (voir plus haut p. 919). D'ailleurs, le prolongement du contact anormal dessiné par Quitzow au S du cap Calava ne semble pouvoir être admis sans réserve, justement pour la raison que les gneiss granitiques sont, dans cette région, intercalés dans un complexe de micaschistes [Ogniben, 1960, p. 204].

Les micaschistes, affleurant dans la partie méridionale des monts Péloritains, contiennent ou supportent des écaillés où l'on reconnaît la couverture sédimentaire, mésozoïque et tertiaire, de

cette zone métamorphique. Tout cet ensemble chevauche les Flyschs plus méridionaux. L'analogie est, ici, fort étroite avec la chaîne calcaire d'Afrique du Nord. On doit noter, toutefois, que ce chevauchement n'a pu être caractérisé en Calabre, au cours de notre mission.

2. *La couverture secondaire et éonummulitique des monts Péloritains.* L'analogie, que nous venons de signaler dans le domaine structural, se confirme aux points de vue lithologique et paléogéographique. Nous n'indiquerons ici que les caractères essentiels de la série, en nous fondant sur les travaux de Canavari [1891-1893], Di Stefano [1887 a, b], Di Stefano et Cortese [1891], Fucini [1919], Maugeri Patanè [1924, 1932], et Ogniben [1960].

Sur les micaschistes reposent tout d'abord des couches rougeâtres, conglomérats à galets de quartz, grès et schistes qui comprennent l'Hettangien et peut-être du Permo-Trias. Puis vient une épaisse série de calcaires et calcaires dolo-mitiques du Lias, des calcaires oolithiques, radiolarites, calcaires à silex et marnes du Dogger. Le Malm et le Crétacé sont essentiellement calcaires. Ils supportent la formation des calc-schistes éocènes.

Cette série, probablement coupée de lacunes et où peut se manifester la transgression éocène mise en évidence, plus au Sud, par Trevisan [1936], forme une dalle rigide tendant à se déliter en écaillés et à participer à des imbrications. Dans une grande partie des monts Péloritains, cette série est restée solidaire d'une semelle de micaschistes et forme des lames irrégulièrement empilées. Le décollement au sein des micaschistes semble s'être effectué, dans la partie sud-est des monts Péloritains, avant le dépôt de la série oligo-miocène locale [Caire, 1960]. Cependant des mouvements ultérieurs, peut-être contemporains du chevauchement sur les Flyschs méridionaux, ont impliqué l'Oligo-Miocène dans certaines imbrications. De plus, les déplacements se sont opérés localement sur un complexe analogue au Trias tellien. Ces caractères particuliers confèrent, semble-t-il, aux chaînons calcaires péloritains une nette originalité, dans le cadre du domaine rifo-calabrais, mais peut-être serviront-ils à réinterpréter la structure de la chaîne calcaire d'Afrique du Nord.

3. *L'Oligo-Miocène des monts Péloritains et de Calabre méridionale.* Discordante sur tous les

3. On trouvera p. 922 la liste des auteurs qui ont tenté des corrélations entre la Sicile et les régions voisines.

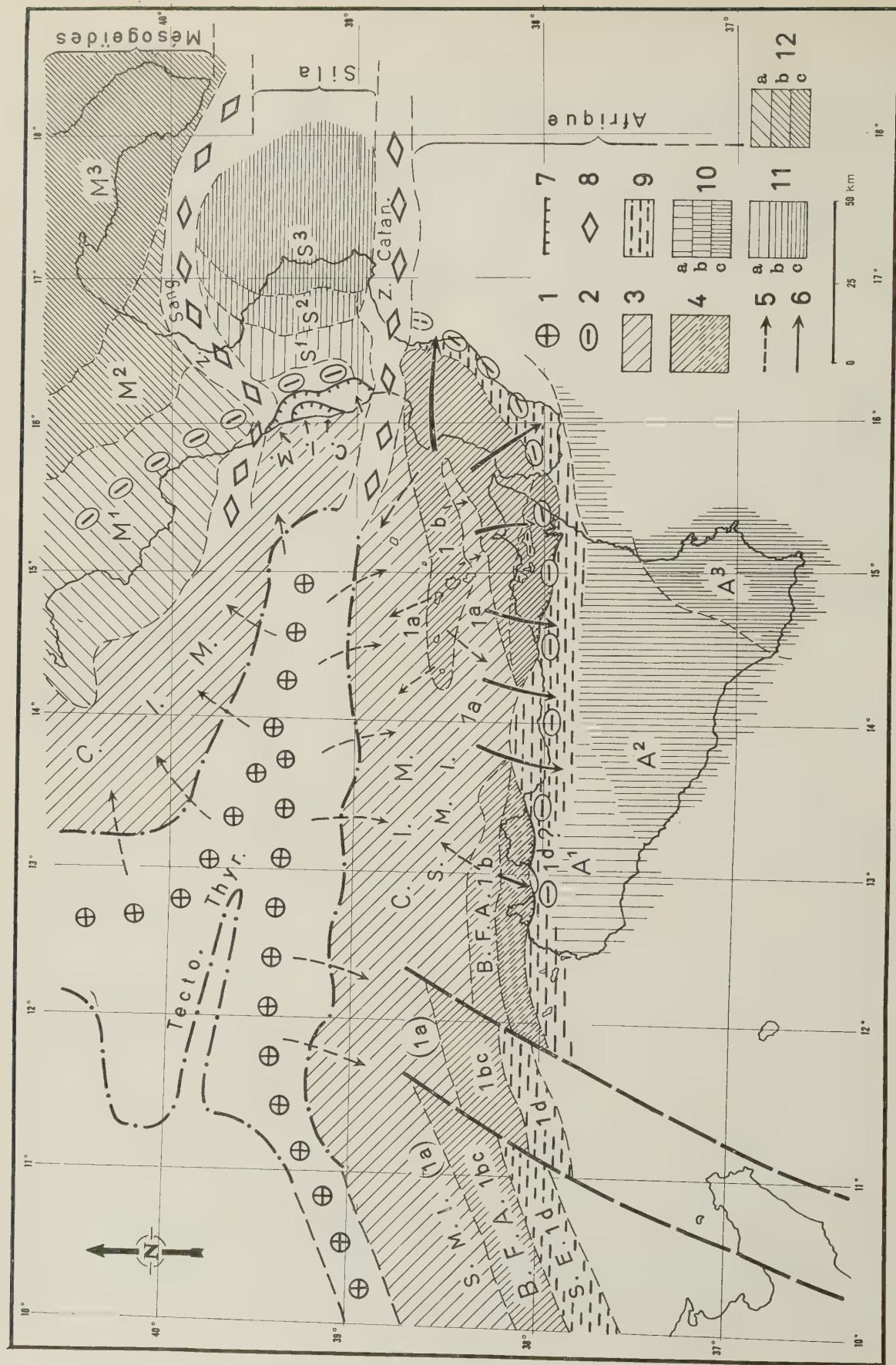


FIG. 3. — Voir légende page 923.

terrains antérieurs, cette puissante formation, aux limites chronologiques imprécises, contient des microfaunes, qui semblent non remaniées, de l'Oligocène supérieur et du Miocène inférieur ⁴.

Elle comprend, à sa base, des conglomérats grossiers, mais sa partie principale est formée de grès et de marnes molassiques, avec intercalations de niveaux de remaniement. Les séquences détritiques sont généralement bien classées, mais parfois apparaît un rythme binaire, avec lits gréseux mal classés et couches marneuses, d'épaisseurs semblables. Les couches marneuses sont souvent riches en paillettes de mica. Les grès sont plus friables et présentent des formes d'érosion plus molles que les grès numidiens, conférant au paysage un aspect souvent très caractéristique. Pour des raisons lithologiques et paléogéographiques, cette formation a été désignée sous le vocable d'« Oligo-Miocène molassique ».

Sur le flanc sud-est de l'Aspromonte, cette molasse est directement recouverte, en de nombreux points, par des Flyschs identiques à ceux de la « nappe du Flysch » d'Afrique du Nord. Dans les monts Péloritains, elle est typiquement surmontée par des niveaux de remaniement qui contiennent, à côté de ces mêmes Flyschs, des argiles *varicolores* et des calcaires nummulitiques.

4. *Le complexe des Flyschs calabro-siciliens.* Au SE de l'Aspromonte, au S et au SW des monts Péloritains s'étend une vaste zone essentiel-

lement caractérisée par les Flyschs dont il vient d'être question. Ces Flyschs sont bien différents de ceux que nous avons décrits dans les zones calabraises septentrionales. Certains d'entre eux présentent une stratification et souvent une structure régulières : ils sont identiques à ceux de la « nappe du Flysch — unité C » d'Afrique du Nord. D'autres revêtent, au contraire, une structure chaotique, contiennent des niveaux de remaniement et des lambeaux exotiques. Ces deux types seront étudiés séparément.

a) *Les Flyschs stratifiés.* Identiques, jusque dans le détail, à ceux de la « nappe du Flysch », ils ont fait l'objet de nombreux travaux. Une courte description [Caire et Mattauer, 1960] en donne les caractéristiques essentielles. Ils se développent sur la bordure sud-est de l'Aspromonte et leurs limites approximatives ont été tracées sur la fig. 1. Nous les avons observés, dans des conditions particulièrement favorables, aux environs de Plati, où des Flyschs crétacés, reposant sur l'Oligo-Miocène, supportent des lambeaux de Numidien « rabotés » à leur base.

En Sicile, les Flyschs crétacés et numidiens affleurent en aires disjointes. L. Ogniben [1960] rapporte au Numidien une série transgressive sur le complexe basal de Madonie occidentale. Ce Numidien contiendrait des lambeaux exotiques de tailles très variées, appartenant au complexe de Palerme, étudié par Checchia Rispoli [1916], Schmidt di Friedberg [1959], Fabiani et Trevisan [1940] et Trevisan [1960]. En Madonie, le Numidien a fait l'objet de beaux travaux de B. Accordi [1957, 1958, 1959]. Pour notre part, nous l'avons observé en Caronie, où il présente un faciès parfaitement caractéristique : argiles de base à *Tubutomaculum*, grès à dragées et grès siliceux en barres rigides, fournissant de grandes draperies d'éboulis anguleux [Caire et Mattauer, 1960].

Les Flyschs crétacés, et particulièrement les niveaux tithoniques-néocomiens à *Aptychus*, forment une vaste zone au S de la chaîne bordière des monts Péloritains et au NW de l'Etna. Ils sont particulièrement nets aux abords de San Domenico Vittoria.

FIG. 3. — État probable de l'arc calabro-sicilien au début du Miocène.

1 : axe du tectorogène tyrrhénien; raccordement avec le tectorogène de la Méditerranée occidentale ; 2 : sillon externe péri-tyrrhénien (SE) avec Flyschs et dépôts oligo-miocènes ; 3 : croûte intermédiaire (C. I. M.) entourant le bombement du tectorogène (limité par des traits et points) ; à sa partie méridionale existe probablement un sillon interne limitant la Mésogée (S. M. I.) où s'accumulent les Flyschs ; 4 : bourrelet frontal africain (B. F. A.-1 b) sans ou avec la chaîne calcaire (1 bc) ; 5 : flèches indiquant les mouvements des sédiments et de la croûte supérieure externe entraînés par glissement à partir de la bordure du tectorogène, pendant la phase préliminaire des plissements alpins ; 6 : flèches indiquant le mouvement terminal des Flyschs à la fin de l'Oligocène et au début du Miocène ; 7 : écaillés de Cetraro (schistes pseudo-lustrés), de Palerme et des monts Péloritains ; 8 : zone de Sangineto et fosse de Catanzaro ; 9 : Flyschs, olisthostromes, dépôts oligo-miocènes du sillon représenté par le figuré 2 ; 10 : prolongement des unités africaines (A) (a : Monte Sicani ; b : futur bassin miocène moyen et supérieur de Caltanissetta ; c : massif de Raguse) ; 11 : massif de la Sila (S) (a : Sila interne ; b : Sila moyenne et écaillés de Longobucco ; c : zones externes) ; 12 : Mésogéides (M) constituant l'Apennin méridional (a : zones du sillon de Lagonegro ; b : futur sillon mio-pliocène du Molise, voir fig. 4 ; c : massif d'Apulie).

4. Les travaux sur l'Oligocène et le Miocène inférieur de Sicile sont fort nombreux et nous ne pouvons malheureusement pas les analyser et les citer tous dans le cadre de cette note. On peut cependant signaler : Accordi [1958, 1959], Agip Mineraria [1959], Burekhardt [1952], Checchia Rispoli [1910, 1911, 1916], Coggi et Bruschi [1955], Douvillé [1906], Francaviglia et Jacobacci [1952], Jacobacci [1954, 1956], Marchesini [1937], Ruggieri [1959], Seguenza [1874 a], Selli [1957].

b) *Les Flyschs chaotiques*. Nous désignons ainsi les ensembles lithologiques comprenant des Flyschs dilacérés, en masses désordonnées, et souvent mêlés à des terrains remaniés. Dans cette matrice hétérogène, aux structures confuses, apparaissent de place en place des lambeaux stratifiés. Ainsi en est-il, localement, pour les blocs de calcaire nummulitique et de grès numidiens. Ces Flyschs chaotiques ont pu se former à divers stades de la tectogénèse sicilienne.

A titre d'exemple, nous signalerons que la masse des Flyschs numidiens passe, dans sa partie haute, à une zone de remaniement, contenant des roches vertes, des marnes cénomaniennes à Ostracés, des calcaires nummulitiques, des argiles à fossiles éocènes et des lambeaux de Numidien [Accordi, 1957; Colacicchi, 1957; Santoro, 1958]. Il en va de même pour la partie haute des Flyschs crétacés [Ogniben, 1960]. Le revêtement chaotique des Flyschs numidiens supporte l'Oligo-Miocène de Caronie.

5. *La Sicile occidentale*. Les unités paléogéographiques et structurales de la Sicile occidentale représentent, par rapport aux Flyschs qui viennent d'être étudiés, des zones structurales externes. Elles trouvent leurs analogues en Afrique du Nord, dans les Atlas saharien et tunisien [Castany, 1956]. Les directions sicilienne E-W et tunisienne SW-NE ne semblent pas se raccorder en mer. C'est pourquoi nous avons maintenu l'hypothèse d'une dislocation transversale, prolongeant ou relayant vers le Nord l'accident tunisien du Zaghuan (fig. 3 et 4).

Dans les *monts de Palerme et de Trapani*, Fabiani et Trevisan [1940] ont décrit un recouvrement vers le Sud. Dans les *zones plus méridionales*, les structures E-W s'effondrent et s'ennoient vers l'Est sous le grand bassin mio-pliocène de la Sicile centro-méridionale. Ces unités E-W sont souvent affectées de chevauchements vers le Sud. Tels sont les *monts Sicani*, qui recouvrent le Vindobonien. Mais ces dislocations tangentielles, affectant un matériel rigide, ne présentent pas une grande amplitude. Au point de vue paléogéographique et structural, on notera, pour la période mésozoïque et éogène, l'analogie entre ces zones siciliennes externes et le domaine présaharien [Caire, 1957] d'Afrique du Nord.

6. *Le plateau de Raguse*. Cette aire correspond, lors du cycle alpin, à une plate-forme stable, couverte de dépôts épicontinentaux, légèrement gauchis et disloqués par des failles qui oscillent

autour de la direction N-S. Elle se raccorde sans doute, par-delà les récentes fosses ioniennes, au Sud tunisien et à la Lybie, c'est-à-dire au craton africain. Elle présente aussi des analogies avec la zone apulo-garganique. L'une et l'autre sont en position externe par rapport aux bassins de résédimentation mio-pliocènes.

7. *Le bassin de la Sicile centro-méridionale*. C'est le plus important des bassins post-tectogéniques de l'Italie méridionale. Il a été comblé par une énorme accumulation de produits détritiques variés dans lesquels s'intercalent des couches de la série « solifère ». Ce bassin a dû commencer à fonctionner à l'Helvétien. C'est, avec le Molise, un lieu d'élection pour l'analyse des phénomènes de résédimentation. Il a été étudié par de nombreux auteurs, et en particulier par Beneo [1949 a, 1950 b, 1951, 1953 a, b, c], Behrmann [1938], Ogniben [1953, 1954 a, 1954 b, 1957], Rigo de Righi [1953, 1956], Torrente [1953]. Doit-on considérer que ce bassin se prolongeait formellement par le Molise ? Il semble plus raisonnable de penser que les deux bassins se relayaient sur le bord externe de l'arc apennino-calabro-sicilien et qu'ils correspondaient à deux ovales de subsidence mio-pliocène (fig. 4).

Les travaux de L. Trevisan [1955] et les belles observations des géologues pétroliers ont montré que le bassin dans la région de Caltanissetta, rempli de 3 000 m de sédiments miocènes, s'est affaissé jusqu'au Sarmatien inclus, en donnant un vaste synclinorium rempli de dépôts variés avec olisthostromes et olistholites. Au milieu du Pliocène, après l'Astien, il s'est produit un véritable *renversement de la subsidence* [Glangeaud, Caire et Grandjacquet, 1960] qui s'est accentué pendant le Quaternaire (voir p. 930). Le bassin de Caltanissetta a été transformé alors en un vaste anticlinorium E-W amenant le Pliocène à 1 000 m d'altitude et le Quaternaire à près de 600 m.

8. *L'Etna*. L'énorme émission de vulcanites simiques formant le massif de l'Etna date du Quaternaire, c'est-à-dire de la période récente qui correspond au renversement de la subsidence dans le bassin voisin de la Sicile centro-méridionale. La montée des roches basiques de l'Etna permet d'envisager que le soulèvement de ce bassin est dû à la naissance d'un bourrelet simique, sur un tronçon de l'arc calabro-sicilien, et correspond à une déformation « transversale » plio-quaternaire [Glangeaud, 1951, fig. 2; 1956, fig. 1].

II. Origine et évolution géodynamique de l'ensemble calabro-sicilien dans le cadre alpin.

A) ORIGINE DES FLYSCHS. — Le premier problème que cherche à résoudre un tectonicien alpin moderne est celui de la stratigraphie et de l'origine des Flyschs, suivant les méthodes de l'école Paul Fallot. Pour reconstituer l'histoire des Flyschs, il est d'abord nécessaire de bien connaître leur position tectonique actuelle. Trois solutions peuvent être envisagées : dans la première, celle de l'ultra-nappisme, tous les Flyschs du N de la Sicile sont charriés. C'est la solution qu'adopte L. Ogniben [1960]. Dans la deuxième, aucun des Flyschs n'est allochtone; ils sont tous le produit d'une résédimentation, au Mio-Pliocène, d'éléments antérieurs érodés et entraînés par l'eau. Entre ces deux positions extrêmes, les faits observés nous amènent à admettre qu'il y a à la fois des Flyschs miocènes et pliocènes provenant d'une résédimentation et des Flyschs antémiocènes allochtones.

Dans la région adriatique, E. Beneo a montré que les séries dites du Flysch du Molise étaient constituées par d'épaisses formations détritiques d'âge pontien reprenant les éléments des dépôts antérieurs (résédimentation par olisthostromes). A titre d'exemple démonstratif, nous avons trouvé, *dans une seule plaque mince* de la série de Casoli, un mélange de microfossiles appartenant au Crétacé inférieur, au Crétacé supérieur, à l'Éocène et à l'Oligocène supérieur. A la suite de Beneo, Lipparini a reconnu, dans le Molise, des microfossiles sarmatiens, et Malatesta y a déterminé des macrofossiles d'âge pliocène inférieur. Ces sédiments polygènes offrent des plissements parallèles à l'axe de la fosse du Molise. De même, il existe dans le bassin miocène de Caltanissetta des masses de Flysch formant des inclusions (olistholites et olisthostromes), à l'intérieur de sédiments miocènes autochtones.

A partir de quelle dimension doit-on appeler « nappe » les masses considérables de Flysch déplacées par gravité et formant des séries complètes et continues ? Il y a là d'abord une question de terminologie. Nous appellerons olisthostromes les séries entièrement résédimentées et où le véhicule hydrique joue donc un rôle primordial; olistholites les masses reprises au sein des olisthostromes; lames et nappes de glissement les masses déplacées par gravité, sans fragmentation ni remaniement par l'érosion et sans inter-

vention *nécessaire* du milieu aqueux. Pour de tels éléments, déplacés par gravité, nous emploierons pour la zone d'origine le mot « patrie », en accord avec Paul Fallot, et non celui de « racine ». D'ailleurs il est évident qu'au point de vue physique, c'est la pesanteur qui provoque aussi bien le déplacement d'un grain de sable entraîné par l'eau que celui d'une masse sédimentaire glissant sur une surface inclinée. Pour éviter de prolonger la querelle au sujet des « nappes », le terme de « frane », créé par les italiens, pourrait être retenu, étant donné qu'il correspond à un glissement par gravité sans intervention de l'érosion et d'une dynamique hydrique.

Quel que soit le mode de transport, il est fondamental de chercher l'origine des éléments, qu'ils soient transportés grain par grain ou en masse. Le mode de calcul et les résultats de la reconstitution paléogéographique pourront être différents dans les deux cas; mais la question de l'origine restera la même. Nous avons donc, en dehors de toutes considérations tectoniques, cherché à définir dans quelles fosses les Flyschs avaient pu être déposés et d'où provenaient les éléments qui ont rempli ces fosses. Lorsqu'il s'agit, par exemple, de grains de quartz ou de feldspath, il faut chercher le ou les massifs cristallins qui en constituent la source.

Dans le cas d'une autochtonie complète et de la résédimentation, les Flyschs siciliens et calabrais pourraient provenir d'un massif primaire bordant la côte actuelle et en partie disparu sous les flots. Si l'on tient compte du volume des Flyschs, le massif producteur pourrait être une chaîne à éléments granitiques large de 50 km environ, qui aurait été érodée sur 3 km d'épaisseur. Cette chaîne pourrait être par exemple la bordure du bourrelet primaire africain des Kabyliques, qui se prolongerait au N de la côte sicilienne et se terminerait par les massifs calabrais. Cette chaîne, qui borde le N de l'Afrique et qui se continue par les massifs calabrais a été distinguée sous le nom de zone I (de L. Glangeaud) ou de bourrelet frontal africain. M. Paul Fallot, qui en a admis l'existence, a ensuite proposé le terme de « bourrelet liminaire africain » [1932]. Depuis, nous avons précisé ses caractères [Glangeaud, 1951-1956].

Si certains massifs primaires avaient été couverts par des sédiments détritiques permien-

et triasiques, ces sédiments auraient pu alimenter la formation d'un Néoflysch au Crétacé, à l'Oligocène et au Miocène, et il aurait suffi d'une érosion de 2 km d'épaisseur sur une largeur de 50 km pour fournir le supplément de matériel nécessaire. Sur les massifs primaires que nous connaissons, on ne trouve pas de Flyschs permians et triasiques reposant en transgression, avec poudingues de base, sur le Primaire. Les terrains secondaires transgressifs, chaque fois que l'on peut les observer directement, sont post-triasiques et d'une autre nature.

Dans certaines régions, par exemple dans le N de la Calabre, il existe des Flyschs variés qui reposent mécaniquement sur toutes les séries autochtones, notamment sur le Crétacé supérieur à Biradiolites et sur le Nummulitique. D'autre part, les Flyschs crétacés et numidiens du SE calabrais et de la Sicile nord-orientale sont en situation allochtone. Une solution extrême est de placer l'origine de tous ces Flyschs au N du bourrelet primaire rifo-kabylo-calabrais.

Dans cette solution d'une allochtonie complète, la fosse de sédimentation de ces Flyschs aurait pu être alimentée par le bourrelet frontal africain, plus ou moins violemment érodé. Elle aurait pu recevoir aussi des éléments venant d'ailleurs. Toute la région corso-sarde et la zone cratonique de la Méditerranée occidentale auraient pu fournir largement du matériel sialique au-delà de l'intervalle tyrrhénien dont la largeur, dans sa partie vraisemblablement simique, est actuellement de moins de 200 km. En plus des massifs corso-sardes et des cratons de la Méditerranée occidentale, le craton continental africain a pu, au début des temps secondaires, fournir du matériel sialique à la mer Tyrrhénienne. Il en était de même pour les cratons qui existaient sous la zone apenninique avant les épais dépôts du Norien. Or, le matériel détritique peut être remanié plusieurs fois, comme on le voit maintenant pour les Flyschs et dépôts d'âge tertiaire.

Ainsi, le problème tectonique de l'origine des Flyschs peut être posé d'une façon très claire, mais il ne représente qu'un élément dans un ensemble. Le problème d'ensemble ne pourra être complètement résolu que dans une synthèse géodynamique faisant intervenir la micropaléontologie, la stratigraphie, la sédimentologie, la pétrographie, la paléogéographie, la tectonique et la géophysique. Pour commencer, on peut essayer de définir la paléogéographie et l'évolution géodynamique de l'ensemble calabro-sicilien, en tenant compte des données déjà connues.

B) NOTIONS DE GÉODYNAMIQUE, DÉFINITIONS ET APPLICATIONS AU TERRITOIRE CALABRO-SICILIEN. — Pour établir l'ensemble de l'évolution de l'arc calabro-sicilien, nous avons appliqué les méthodes d'analyses et de synthèses géodynamiques exposées dans des publications antérieures [Glangeaud, 1951, 1956 b, 1960]. Aussi nous n'insisterons que sur certains aspects concernant l'application de ces règles aux cas qui nous intéressent.

1. *Rôle réciproque des croûtes continentales ou océaniques et des couvertures plastiques.* Un des faits fondamentaux [Glangeaud, 1932, 1946] est qu'il faut soigneusement distinguer, dans l'évolution tectonique générale traitée sous l'angle géodynamique, les rôles des couvertures sédimentaires plastiques et des croûtes (croûtes océaniques, croûtes continentales et croûtes intermédiaires). A une échelle assez vaste (échelle provinciale), les éléments rigides (mosaïque) sont séparés par des intervalles simiques ou des hiatus à *sial aminci* séparant ces éléments. Ces hiatus peuvent ensuite être plus ou moins comprimés entre les blocs rigides et leur surface peut être réduite : ce sont les « mobil belts » des Américains. Sur tous ces éléments hétérogènes reposent des couvertures sédimentaires plastiques pouvant se décoller plus ou moins largement, et se déplacer en fonction du mouvement des deux éléments précédents. Cette nouvelle conception géodynamique des phénomènes tectoniques est très différente de la conception formaliste des « géosynclinaux », enlisée dans une terminologie inutile.

La seconde notion fondamentale, sur laquelle nous avons (L. Gl.) insisté dès 1926, est que les chaînes périméditerranéennes ont, pour la plupart, subi non pas une mais plusieurs phases de plissement. Elles sont polyphasées. Toutefois, le complexe alpin, entre l'Europe et l'Afrique, a subi une compression majeure (paroxysme général) ayant solidarisé des unités qui, précédemment, étaient plus ou moins indépendantes. Le paroxysme tectogénique est assez bien localisé dans le temps. En Algérie, il a été situé à l'« Oligocène terminal ou à l'aurore du Miocène » [Caire, 1954 a]. Cette phase dite oligo-miocène [Caire, 1960] semble avoir affecté tout le tectorogène alpin, dont les éléments ont été déformés et ont évolué synchroniquement [Glangeaud, 1951, 1952]. Après la phase oligo-miocène, s'est écoulée une période de rémission, suivie par un nouveau paroxysme moins accentué, d'âge ponto-pliocène [Glangeaud, 1927, 1951, 1955, 1956].

Au cours de ces deux phases principales, il s'est produit un resserrement des unités mo-

saïques antérieures, mais avec des réactions assez différentes. Entre les deux, il y a eu une série d'effondrements miocènes. Ni la situation des éléments, ni l'intensité du phénomène n'étaient les mêmes à l'Oligo-Miocène et au Pontien. A l'intérieur de chacune des deux phases principales existent des sous-phases, des épisodes, qui n'en sont que les conséquences. Par exemple, les glissements de nappes et les phénomènes de resédimentation ne sont que les conséquences, plus ou moins tardives, des soulèvements orogéniques. Ces sous-phases secondaires ne jouant qu'un rôle subordonné, il s'agit de ramener aux deux phases paroxysmales la plupart des événements principaux (géonomiques).

2. *Unités sialiques et zones simiques.* Au cours de ces dernières années, d'autres éléments ont été apportés, en tenant compte de l'évolution des différentes chaînes mondiales. Nous avons cherché notamment à définir quelle est l'origine des éléments rigides des tectorogènes et comment ils ont évolué. Ces éléments rigides sont généralement des cratons sialiques qui peuvent être plus ou moins anciens. En Méditerranée occidentale, on distingue ainsi les blocs européen et africain, dont les bordures sont en grande partie d'âge hercynien. Entre ces blocs, dans l'intervalle mésogéen, on a toute une série de massifs. L'âge de certains d'entre eux (Mésogéides de L. Glangeaud, 1951) est encore mal connu. Toutefois, on peut distinguer ceux qui représentent les débris de la chaîne hercynienne disloquée au moment de la distension triasico-liasique et ceux qui, comme les arcs dinariques, les Hellénides, etc., seraient des chaînes inachevées dérivant de croûtes intermédiaires [Glangeaud, 1957]. En effet, ces chaînes n'avaient pas terminé leur évolution cratonique au moment de la phase hercynienne. Elles se trouvaient à ce moment-là dans l'état où on observe actuellement les chaînes du type Caraïbes d'Ewing et Heezen [1958] ou type Antilles [Glangeaud, 1946], ou même les chaînes encore moins évoluées du type Tonga. Elles ont donc continué leur évolution cratonique au cours du Secondaire. Cette idée est confirmée notamment par les notes récentes de J. H. Brunn [1960] et de J. Mercier [1960], sur la zone pélagonienne et celle du Var-dar⁵.

Ces quelques données fondamentales, brièvement résumées, montrent combien est complexe l'interprétation de l'ensemble alpin quand on veut faire intervenir tous les facteurs réels qui ont joué au cours des orogénèses. C'est pour éviter toute équivoque dans les termes que

nous avons abandonné complètement le mot « géosynclinal » prêtant à de nombreuses confusions, ainsi que l'un de nous le montre dans un travail récent [Glangeaud, 1960]. Nous distinguerons ainsi les *blocs* formant un ensemble de plus de 1 000 km de côté, tels que les blocs continentaux africain et européen, d'âge hercynien ou antérieur. Ces blocs constituent les limites de l'ensemble alpin proprement dit, mais leur bordure cratonique a été intéressée, elle aussi, par le phénomène paroxysmal d'âge oligocène.

A côté de ces blocs continentaux, nous distinguons des massifs rigides de taille plus réduite, plus ou moins cratonisés. Ce sont les massifs de de la Sila, de l'Apromonte, de l'Apennin méridional, etc. Les deux premiers ont un socle connu. Les massifs de type apenninique (Abruzzes, Basilicate méridionale) ont un socle primaire masqué par une couverture plus ou moins épaisse de Trias dolomitique, d'âge surtout norien et postérieur; mais on peut admettre l'existence d'un socle rigide au-dessous de cette couverture, étant donné les réactions tectoniques de celle-ci. Nous nommerons « *massif cratonique* » tous les massifs de ce genre qui ont un socle cratonique apparent ou supposé et une *tectonique rigide* que l'on peut qualifier d'*intracratonique* (germanotype de Stille et types jurassiens de Glangeaud [1944, 1949]).

Chacun de ces massifs constitue une des pièces de la « mosaïque méditerranéenne ». Entre ces différentes pièces de la mosaïque cratonique, le sial devait être plus ou moins étiré ou absent. Nous avons nommé « *intervalle* » les zones où le sial devait être primitivement absent (*paléo-océan*). Ainsi l'*intervalle tyrrhénien* serait le reste du grand intervalle qui séparait les blocs africain et européen dès le début des temps primaires [Pruvost, 1960]. Cet intervalle fut réduit par les plissements caldoniens et hercyniens, mais il restait très probablement au Permien des portions de ce paléo-océan primaire.

Nous avons signalé (cf. p. 919) le passage progressif de certains massifs granitiques (Sila, Aspromonte) à la zone simique tyrrhénienne. Ce passage se produit par l'intermédiaire de schistes « injectés » de migmatites. Puis, en approchant de l'intervalle tyrrhénien apparaissent des phyl-

5. J. H. Brunn et J. Mercier ont bien voulu nous communiquer le manuscrit de leurs notes sur les Dinarides à la fin de cette année, alors qu'il n'était pas encore imprimé. De sympathiques échanges de vue ont eu lieu à ce sujet, ce qui nous a permis de mieux coordonner nos points de vue sur cette question. Nous avons eu la satisfaction de voir que ces auteurs apportent des faits fondamentaux qui confirment en grande partie les points de vue que nous soutenons depuis 1951 (L. Gl.).

lites, des schistes lustrés et la série dite « kinzigites-diorites » que l'on observe dans les écaillés de l'unité de Cetraro. Ces dernières écaillés correspondent à une zone crustale relativement profonde, située à la bordure de la croûte intermédiaire séparant les massifs sialiques du type Sila des zones simiques du type fosse tyrrhénienne. Des *distensions* « triasico-liasiques » [Glangeaud, 1951, fig. 1 ; 1956, fig. 4 ; 1957, fig. 8] que nous situons plus précisément au Carno-Norien, constituèrent un « néo-océan » s'ajoutant au reste du paléo-océan permien.

En plus des intervalles à fond simique, il existait des zones plus étroites entre les massifs sialiques de la mosaïque méditerranéenne. Quand le fond simique se manifeste par des émissions importantes de roches vertes et un fort métamorphisme prétéctogénique, nous désignerons ces intervalles sous le nom de *hiatus*. Au point de vue paléogéographique, ces hiatus correspondent à des fosses océaniques du type Puerto-Rico. Un exemple pourrait en être pris dans la zone de Sagnetto.

En d'autres cas, le sial a subi une simple diminution d'épaisseur, sans disjonction complète. Cette réduction d'épaisseur peut être due, soit à un étirement d'âge triasico-liasique, soit à des distensions locales résultant de l'évolution monolimaire anté-oligocène. Les formes résultantes seront nommées *sillons*. Elles peuvent être bordées ou séparées par des bourrelets sialiques plus épais, qui présentent un jeu ascendant, et qui jouent le rôle paléographique de *rides*. Nous pouvons trouver un exemple de tels assemblages dans le sillon tellien bordé par la ride (géanticalinal) des Kabylies.

A un stade encore moins avancé de la dislocation cratonique, une zone sialique s'est effondrée entre deux séries de failles et l'on observe une « fosse » telle que la fosse aturienne des Pyrénées. Même dans un tel fossé intracratonique peuvent apparaître des intrusions de roches basiques. C'est à cette catégorie que nous assimilons la zone de Catanzaro.

Enfin, dans les Hellénides et dans les chaînes des Mésogéides, les blocs sialiques cratonisés antérieurs, n'ayant pas achevé l'évolution normale, ont continué à évoluer comme J. H. Brunn le montre pour le massif Pélagonien et le massif du Rhodope. On a là un type de *chaînon intermédiaires* [Glangeaud, 1946, 1957, 1959, 1960] entre les massifs intraocéaniques et les rides liminaires.

Dans l'ensemble alpin, les blocs cratoniques, les débris de la chaîne hercynienne et les chaînons intermédiaires inachevés, vont évoluer pen-

dant le Secondaire grâce au jeu des phénomènes monolimaire que nous nommons maintenant monomarginés [Glangeaud, 1960]. Ils joueront un rôle directeur important au cours de la phase alpine proprement dite, d'âge oligo-miocène.

Ce sont donc ces pièces de la mosaïque méditerranéenne qui vont servir de repères pour définir la position primitive des éléments plastiques. Ces derniers se sont d'abord déposés soit entre, soit parfois sur les cratons et ont subi ensuite compressions, éjections, décollements, plissements, écaillages et resédimentations pendant l'orogénèse alpine.

C) RÔLE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET ORIGINE DE L'INTERVALLE TYRRHÉNIEN. — Le géologue observe sur le terrain les déformations d'une couverture sédimentaire plus ou moins pelliculaire. Or le socle sialique dans les continents, et le manteau (« shell » des anglais) dans les zones océaniques, jouent souvent un rôle important et dominant. Dans le cas des zones péri-tyrrhéniennes, le rôle du fond de la mer Tyrrhénienne apparaît avec évidence. Il influence non seulement la structure et l'évolution de cette mer, mais sa paléogéographie, les déformations de ses bordures et les variations du métamorphisme (cf. p. 919). Deux solutions ont été présentées en ce qui concerne le rôle paléogéographique de la mer Tyrrhénienne. Behrmann [1958], fidèle à la tradition cratonique de l'école de Stille, insère dans cette mer un bloc tyrrhénien. Il l'estime nécessaire pour expliquer l'évolution des chaînes calabro-siciliennes. Nous allons voir qu'une série de faits est en faveur d'une autre interprétation sur la nature et le rôle du tectorogène tyrrhénien [Glangeaud, 1951, 1956, 1957].

Actuellement le fond tyrrhénien dépasse 3 700 m dans sa partie la plus profonde ; il paraît être, dans cette région, de nature simique. En effet, les *anomalies de Bouguer* y atteignent + 240 miligals, tandis que sur les bordures, on trouve des anomalies de — 100 miligals. Au point de vue paléogéographique, la présence de plus de 1 400 m de Flysch permien, surmonté par du Flysch carnien dans certaines unités du Nord de la Sicile, et plus particulièrement dans la région de Lercara, montre qu'il existait dans cette région une zone subsidente profonde. Ce Flysch contient des *Agathiceras*, d'après Fabiani et Trevisan, tandis qu'au S de Vicari, le Flysch triasique comporte des calcaires à *Halobia* et des Ammonites du Carnien.

Plus au Nord, en bordure de la Calabre (unité de Cetraro notamment), tous les éléments qui paraissent provenir de la fosse tyrrhénienne ont

un aspect qui fait penser que l'on a là quelque chose d'analogue à la zone qui, plus au Nord encore, a donné les schistes lustrés des Alpes. De plus, les séries métamorphiques qui apparaissent sous forme d'écaillés dans l'unité de Cetraro, appartiennent à la catazone (diorites-kinzigites du Novarese). C'est pourquoi l'hypothèse avait été émise (L. Gl.) que dans l'axe de la mer Tyrrhénienne et, en passant par Gênes, jusque dans les Alpes (zone des schistes lustrés), il existait un intervalle simique dans lequel se déposaient les séries du type océanique simique.

Il est d'autre part intéressant de noter que les faunes du Permien de Lercara sont analogues à celles du Djebel Tebarga, en bordure de la Tunisie et à celles des régions dinariques ; elles s'apparentent aux faunes orientales, aussi bien pour le Permien que pour le Carnien. Des communications entre les zones sicilienne et tyrrhénienne se produisaient donc *vers l'Est*, à travers la Méditerranée orientale et non pas vers l'Ouest. Ce n'est qu'à *partir du Norien* que tout change.

Si le domaine de la Méditerranée occidentale était fermé pendant une partie du Permien et au Trias inférieur aux mers profondes, il semble bien qu'il n'en était pas de même dans la zone tyrrhénienne. Cette zone nous paraît donc avoir joué un rôle différent de celui d'un craton à la fin du Primaire et au début des temps secondaires. La distension triasico-liasique n'a fait qu'accentuer ce phénomène et a créé, en plus de l'intervalle tyrrhénien N-S qui devait aller de Gênes en Sicile, un nouveau hiatus E-W qui, de Sicile, atteignit Gibraltar. Ainsi avons-nous rattaché, au niveau de la mer Tyrrhénienne, ces deux zones profondes, l'une primitive (paléo-océan), l'autre secondaire (néo-océan).

La répartition des zones mégasismiques apporte des éléments d'information complémentaires. On sait que la zone mégasismique alpine se prolonge vers les Açores ; les dislocations du manteau que l'on suppose exister dans la Méditerranée actuelle se continuent dans celui-ci, même quand la croûte sialique a disparu [Glangaud, 1960 b]. La partie supérieure du manteau peut donc participer aux phénomènes tectoniques (type intraocéanique). L'existence de séismes profonds, entre 70 et 300 km, en Espagne, en mer Tyrrhénienne et en mer Ionienne est un argument de plus en faveur de notre hypothèse.

Le seul argument qui reste en faveur du craton tyrrhénien est la présence de nombreux débris de roches granitiques gneissiques dans les dépôts à faciès flysch et molassique du Nord de la Sicile et du pourtour de la mer Tyrrhénienne.

Cet argument est insuffisant car, étant donné le resserrement des pièces de la mosaïque et l'érosion qui s'en est suivie, il est très probable qu'une certaine quantité de matériel cristallin primitif (cratonique) a actuellement disparu. Il pouvait très bien se trouver sur la bordure primitive large d'un hiatus tyrrhénien. Si de minces lames de l'unité de Cetraro (kinzigites-diorites) viennent bien du fond tyrrhénien, elles doivent provenir de la fracturation d'une croûte mince du type océanique. Il peut en être de même pour certaines unités des écaillés péloritaines. Les massifs métamorphiques et granitiques nettement caractérisés, comme ceux de la Sila, de l'Aspromonte et des monts Péloritains, passeraient ainsi à des croûtes amincies, croûtes de type intermédiaire, en allant vers les fonds simiques tyrrhéniens.

Il est très possible que ces croûtes étaient non seulement amincies, mais érodées par leur soulèvement sur la bordure de la mer Tyrrhénienne. Comme nous l'avons vu, cette bordure surélevée a pu fournir une grande partie du matériel sialique actuellement repris dans les Flyschs et les dépôts miocènes.

D) LE TECTOROGÈNE TYRRHÉNIEN. — Les formations récentes les plus importantes, quaternaires ou actuelles, se manifestent sur la bordure de la mer Tyrrhénienne dont les fonds descendent actuellement à près de 4 000 m (3 730), ou sur les bords de la mer Ionienne qui atteint plus de 4 000 m au Sud de la Sicile. L'intervalle tyrrhénien (intervalle à fond simique ou zone effondrée) joue donc actuellement un rôle comparable à celui du bloc cratonique rigide, hypothétique, servant de « butoir » dans les compressions orogéniques.

Entre le Pontien et le Pliocène, le fond des mers alpines a pu subir des affaissements relativement courts. On sait que le fond de la plaine du Pô est descendu de 2 000 m depuis le début du Quaternaire, c'est-à-dire depuis un million d'années, d'après les travaux des auteurs italiens (Gortani [1955] ; Association du Quaternaire, Congrès de Rome 1953). La montée de l'ancien sillon de Caltanissetta est, d'après Trevisan [1955], de plus de 1 000 m depuis le Pliocène supérieur (Villafranchien), c'est-à-dire depuis deux millions d'années environ. La montée scandinave a atteint 50 cm par an au début de la déglaciation. Elle est encore actuellement de 10 m par siècle dans le golfe de Botnie. Or, l'Oligocène a duré 10 millions d'années et le Miocène environ 15 millions. On voit donc qu'un phénomène rapide (moins de 1 million d'années) peut passer inaperçu à l'in-

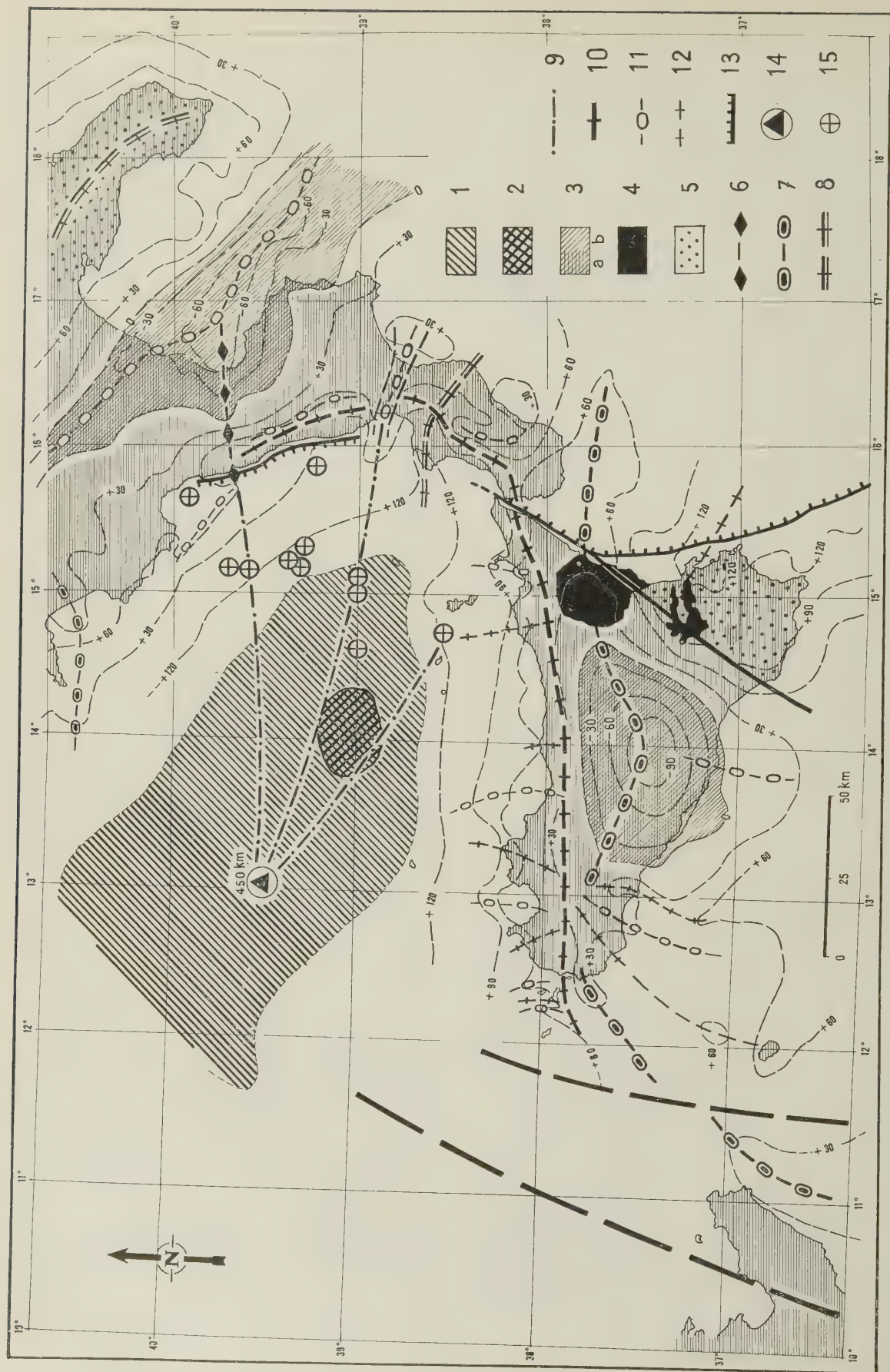


FIG. 4. — Voir légende page 931.

térieur d'un étage et ne se traduire que par des résultats tectoniques d'ensemble.

Un exhaussement assez rapide du fond de la mer Tyrrhénienne, comprimée entre les blocs sialiques voisins, expliquerait ainsi, avec simplicité, le phénomène de déversement symétrique de part et d'autre de la mer Tyrrhénienne et la nappe de glissement bilatérale. C'est la même théorie du tectorogène qui permet de comprendre l'évolution bético-rifaine et l'évolution corso-toscane [Glangeaud, 1951, fig. 1 ; 1956, fig. 2 et 3 ; 1960, fig. 11]. Dans la région de Gênes, elle explique le double départ des Flyschs de part et d'autre de l'intervalle de Gênes, puis le grand glissement des Flyschs à Helminthoïdes sur le pourtour des Alpes (Barbier, Debelmas, Lantéaume, Guillaume, etc.) et sur l'Apennin septentrional (Merla, Signorini, Trevisan). Il est donc

logique de l'admettre aussi pour l'intervalle tyrrhénien qui sépare la Sardaigne, la Sicile et l'Apennin méridional. Par suite du plus grand éloignement des blocs cratoniques de cette région tyrrhénienne, il est très probable que les glissements des Flyschs tyrrhéniens sont de plus faible ampleur que ceux des Flyschs alpins. Dans les Alpes, le resserrement a été maximal entre deux blocs qui se sont rapprochés et même chevauchés.

Cette déformation de l'intervalle tyrrhénien sous l'action des mouvements latéraux des masses sialiques qui l'entourent constitue un tectorogène complexe, délimitant le triangle tyrrhénien. Ce dernier est actuellement bordé par les pièces cratoniques de la Sardaigne, de la Sicile, des massifs calabrais et de l'Apennin méridional.

III. Les grandes phases de l'évolution tectonique tertiaire et quaternaire.

A) PHASE PAROXYSMALE OLIGO-MIOCÈNE. — Les pièces cratoniques de la mosaïque qui entourent le triangle tyrrhénien sont la Sardaigne, la Sicile, les massifs calabrais et l'Apennin méridional. Comme nous venons de le voir, elles se sont rapprochées sous l'action de la poussée Europe-Afrique et ont comprimé violemment les sédiments plastiques qui avaient été déposés entre ces blocs. Ces sédiments, notamment dans la zone de Sangineto, vont être ainsi expulsés sur les bordures des cratons.

Les déplacements continentaux n'affectent pas seulement la croûte, mais aussi certainement le manteau de l'intervalle tyrrhénien. Toutes les croûtes intermédiaires plus ou moins amincies, qui séparent de l'intervalle simique tyrrhénien les cratons plus rigides qui sont sur la bordure, vont se trouver comprimées puis soulevées, et

leurs couvertures auront tendance à glisser sur toute la périphérie du bord tyrrhénien. Au cours du soulèvement du tectorogène, ces zones écaillées peuvent se déplacer plus ou moins loin. Toutes les parties très mobiles, notamment les Flyschs, vont s'écouler d'une façon gravitationnelle en formant des bourrelets et des nappes (franes) à la limite de la zone simique et des boucliers sialiques. Cet effort et le déséquilibre correspondant ne pouvant durer indéfiniment, il arrivera un moment où la disparition des tensions latérales s'accompagnera d'un affaissement du centre du tectorogène.

B) RÉAJUSTEMENTS POST-PAROXYSMES D'ÂGE MIOCÈNE TARDIF. — On sait que le mouvement isostatique scandinave a provoqué des phénomènes de compensation marginaux.

De même, l'affaissement du tectorogène provoquera, par compensation, une onde de déformation sur toute sa bordure. Le mécanisme de ce phénomène et ses caractères géophysiques ne seront pas discutés ici. Mais l'existence d'une intumescence est nécessaire pour expliquer les écrasements marginaux d'un tectorogène et les glissements de la « tectonique d'écoulement ». Presque tous les auteurs sont obligés d'admettre plus ou moins implicitement l'existence d'une intumescence, que ce soit pour les nappes du Chablais (Schardt et Lugeon), pour l'ensemble des nappes alpines (Lugeon et Schneegans, Haarmann avec son « undation theory » ou Van Bemmel et ses « asthénolites »).

Après l'intumescence se produit un affais-

Fig. 4. — Phénomènes plio-quaternaires et anomalies gravimétriques.

1 : zone d'anomalies de plus de 150 milligals ; 2 : anomalies de plus de 200 milligals ; 3 : zone subsidente à anomalies négatives (a : dans la partie continentale ; b : dans la partie marine) ; 4 : massifs volcaniques ; 5 : zone stable de plus de 80 milligals (plateau de Raguse et massif d'Apulie) ; 6 : zone de Sangineto ayant rejoint en partie au Plio-Quaternaire ; 7 : axe des sillons miocènes ; 8 : axe du bombement d'Apulie et de l'Aspromonte ; 9 : zone de cisaillement à l'intérieur du manteau dans la zone du tectorogène tyrrhénien ; 10 : axe anticlinal plio-quaternaire ; 11 : ondulation synclinale transversale d'âge plio-quaternaire ; 12 : ondulation anticlinale transversale d'âge plio-quaternaire ; 13 : flexure marginale correspondant à la bordure du bloc africano-sicilien ; 14 : séismes profonds de plus de 400 km ; 15 : séismes entre 200 et 300 km de profondeur.

sement. On est donc obligé d'admettre que cet affaissement va provoquer une onde plus ou moins symétrique de surrection marginale par retour à l'équilibre des masses sous-jacentes et latérales. Cette onde, en se propageant à la périphérie du tectorogène, donnera les bassins de sédimentation miocènes péri-tyrrhéniens. Les géologues toscans (Merla, Signorini et Trevisan) ont fort bien compris ce mécanisme. Ils ont fait intervenir la propagation d'une onde pour expliquer le déplacement des Flyschs toscans à partir du fond de la mer Tyrrhénienne. C'est aussi l'explication retenue [Glangeaud, 1951, 1952 ; Caire, 1957 a] pour les nappes de glissement jurassiennes, nord-africaines et bétiques. Il nous paraît en être de même dans le cas de l'arc calabro-sicilien. Nous allons voir quels doivent en être les résultats.

Le retour à l'état normal du tectorogène et de sa bordure ne s'est pas fait d'une façon simple. Pour expliquer ce qui s'est passé, il faudrait faire intervenir à la fois une dynamique profonde des masses plastiques simiques et les réactions des masses rigides sialiques. On a là des *équilibres complexes* qui paraissent pour le moment impossibles à calculer avec les méthodes des géophysiciens. Néanmoins, les géologues peuvent décrire le phénomène avec une assez grande précision pour fournir aux géophysiciens les modèles nécessaires.

Après la phase de serrage oligo-miocène et l'éjection des Flyschs, toute la bordure péri-tyrrhénienne se soulève plus ou moins fortement. A ce moment, toutes les pièces de la mosaïque, sur la bordure du tectorogène, sont plus ou moins soudées par le phénomène de compression. L'arc ainsi formé est *hétérogène* et comprend des *unités originellement différentes*. C'est l'ébauche de l'arc calabro-sicilien. La phase miocène va donc avoir pour effet de déformer d'une façon plus ou moins mal réglée l'ensemble ainsi réalisé. Le bourrelet complexe de la Calabre septentrionale et de l'Apennin méridional est alors bordé par une fosse subsidente, le bassin ou fosse du Molise. Les débris des Flyschs d'origine tyrrhénienne, après avoir glissé, se sont plus ou moins resédimentés à l'intérieur de ce bassin. *En Calabre*, la zone du Crati joue en partie le rôle de la fosse du Molise, mais ce n'est là qu'un accident secondaire intracalabrais, car la zone subsidente principale devait se trouver dans la région de Sybaris et dans la fosse ionienne (Segre) prolongeant le bassin de Molise. *En Sicile*, les chaînes de Palerme et les monts Péloritains sont alors soulevés ; l'unité affaissée à l'extérieur est le bassin centro-sicilien dont le prolongement oriental passe au Sud de la

Calabre et le prolongement occidental se dirige vers les bassins centro-tunisiens. On a donc, sur le pourtour de l'arc calabro-sicilien, une vaste zone de bassins ou de sillons analogues à ceux d'Afrique du Nord qui bordent au Sud la chaîne insulaire littorale d'âge oligo-miocène [Glangeaud, 1932 ; Caire, 1957].

Quelles que soient les modalités de détail le long de cette vaste zone qui s'étend sur 2 500 km, entre la Basilicate et Gibraltar, les phases miocènes présentent des caractères généraux vraiment remarquables par leurs similitudes. En effet, sur tout cet ensemble, la couverture des Flyschs et autres sédiments, situés sur la marge interne, en bordure de l'intervalle gibraltro-tyrrhénien, fut soulevée et se déversa en partie sur les avant-pays sialiques. Les nappes du Flysch d'Afrique du Nord, de Sicile, de Calabre, semblent ainsi provenir de l'intervalle ou de la marge sialique du bloc africain et de ses prolongements sicilien et calabrais. Elles ont été partiellement incorporées sous des formes plus ou moins évoluées (frane, olisthostrome, olistholite) dans les sédiments miocènes. Ces débris d'origine « tyrrhénienne » seront repris et remis en mouvement dans les sédiments pliocènes.

C) PHASES PONTO-PLIO-QUATERNAIRES ET ACTUELLES. — Au Pontien, cette situation va se modifier complètement, mais l'hérédité léguée par les phases antérieures va se révéler par des jeux variés. On aborde ainsi un nouveau cycle qui est très général dans toute la Méditerranée occidentale et que l'un de nous a nommé le cycle ponto-plio-quaternaire [Glangeaud, 1927, 1955]. Dans le bassin centro-sicilien, l'arrêt de la sédimentation et le *renversement de la subsidence* se produisent à la fin du Sarmatien et pendant le Pontien.

Le nouveau cycle se traduit d'abord par un soulèvement assez général au Pontien. La zone continentale soulevée incorpore non seulement les anciennes bordures soulevées, péri-tyrrhéniennes, mais aussi les bassins miocènes subsidents, comme le bassin centro-tunisien qui commence son ascension. Très rapidement, le bassin centro-sicilien s'affaisse de nouveau pendant une durée plus ou moins limitée au Pliocène inférieur. Il est possible qu'il en ait été de même pour le bassin du Molise où les Flyschs continuent à se resédimentier au voisinage de la fosse bradanique jusqu'au Pliocène inférieur, d'après Beneo [1956] et Malatesta [1958]. Après cet affaissement, au Plio-Quaternaire, un nouvel orogène soulève les dépôts marins pliocènes jusqu'à une altitude de 1 000 m dans la région centro-sicilienne (Trevi-

san). De même, la zone du Crati est soulevée.

Au même moment, d'autres régions subissent au contraire des affaissements importants. C'est le cas pour le prolongement du Molise dans la fosse ionienne et de son diverticule, la zone de Sybaris. De même, au S du détroit de Messine, la bordure littorale de Syracuse paraît subsidente. Ces phénomènes ont précédé et accompagné les montées magmatiques de l'Etna. Parallèlement, du côté de la mer Tyrrhénienne, se produit une subsidence avec éruptions concomitantes.

Cet ensemble de déformations positives et négatives modèlent définitivement les contours et la morphologie de l'arc calabro-sicilien et de ses bordures actuelles. La formation de l'arc est accompagnée de divers accidents de directions variées, NW-SE, N-S, E-W. Nous distinguerons, pour classer ces accidents :

a) *des directions de plissements et cisaillements longitudinales*, épousant la forme de l'arc actuel calabro-sicilien et passant successivement d'E-W à N-S. Le phénomène agissant longitudinalement a pu avoir des composantes horizontales du type strike-slip (type californien de Glangeaud [1948-1957]) d'après les travaux des auteurs californiens [Reed, 1933-1937 ; Ménard, 1948 ; voir aussi Brunn, 1960].

b) *des directions rayonnantes* sensiblement perpendiculaires aux précédentes (orthogonales).

c) enfin, *des directions indifférentes* affectant surtout les avant-pays, telles les failles du plateau de Raguse dont les principales oscillent autour de la direction N-S.

Localement, les dislocations successives peuvent ainsi avoir des composantes principales d'orientations différentes. Le phénomène le plus spectaculaire correspond à la superposition de jeux orthogonaux [Glangeaud, Caire et Grandjacquet, 1960]. En Calabre, l'existence de deux directions orogéniques orthogonales nous a permis de bien distinguer les phénomènes post-miocènes des phénomènes antérieurs. Un des points les plus caractéristiques est à Tiriolo, au NW de Catanzaro.

Il y aurait ici, deux phases de plissements orthogonaux, l'une antérieure à la série miocène polychrome, et l'autre postérieure de direction longitudinale. Nous avons observé en plusieurs points de la Calabre, et notamment à Scalea, à Belvedere, à Cetraro, à Amantea, deux phases superposées analogues. Les chevauchements au Nord de la Calabre (p. 918) correspondraient à la phase située à la limite de l'Oligocène et du Miocène qui, dans toute la Méditerranée occidentale, constitue le paroxysme principal. Nous attribuons, pour le moment, la deuxième phase

calabraise dont les plis sont, à Tiriolo, de direction subméridienne, à la phase ponto-pliocène.

En Sicile, des ondulations subméridiennes ont commencé à se dessiner dès le Sarmatien. Les unes, synclinales, correspondent aux golfes de Castellamare, de Termine Imerese, de Milazzo. Une des ondulations anticlinales des plis caractéristiques va depuis le massif de Palerme au Nord, à Sciacca au Sud. Elle sépare les bassins de Caltanissetta de ceux d'Alcamo et Trapani. Ces ondulations subméridiennes sont enregistrées par les courbes gravimétriques en anomalies de Bouguer⁶. Dans le détroit siculo-tunisien, le tracé des anomalies est en accord avec l'hypothèse de Castany [1956]. Cet auteur a montré que la plupart des accidents subméridiens de la Tunisie orientale était d'âge plio-quaternaire et même post-acheuléen (phase gafsienne). C'est à ce groupe d'âge plio-quaternaire que nous rattachons les déformations subméridiennes de la Calabre et notamment le pli de Tiriolo, le fossé de Catanzaro, la fosse N-S du Crati ainsi que le fossé E-W de Sybaris (fig. 4).

Ces déformations crustales péri-tyrrhéniennes sont en relation avec des phénomènes conjugués intéressant le fond de la mer Tyrrhénienne (3 730 m de profondeur, d'après Segre [1953] au large de Capri, + 240 mg en anomalie de Bouguer, d'après Vecchia [1954]). Le sillon périphérique de l'arc calabro-sicilien atteint — 80 mg dans l'axe de la fosse de Sybaris et — 100 mg (en Bouguer) au centre du bassin de Caltanissetta. Cette différence de 340 mg (en Bouguer) entre le fond tyrrhénien et les bassins miocènes, est due non seulement aux variations de l'épaisseur de la croûte sialique et de la couverture, mais aussi à un *déséquilibre isostatique actuel*. Le mouvement de subsidence tyrrhénien et le mouvement d'ascension de l'axe calabro-sicilien paraissent donc avoir continué au Quaternaire supérieur. Il en est de même pour la subsidence actuelle de la fosse de Sybaris (renseignement oral de W. Katchinsky), du golfe de Tarente et d'une partie de la bordure septentrionale de la mer Ionienne. Les anomalies isostatiques calculées par Vecchia [1954] sont positives dans les régions subsidentes du Stromboli (+ 80 mg) et du plateau de Syracuse (+ 100 mg), tandis qu'elles sont encore de — 80 mg dans la région de Caltanissetta. Ces déformations affectent actuellement le manteau ainsi que le montrent les séismes à foyers profonds (entre 70 et 300 km) qui bordent les zones

6. Les cartes gravimétriques ont été levées dans les zones sous-marines par A. Ciani, G. Gantar et C. Morelli. Elles prolongent celles de Sicile continentale, dues à O. Vecchia [1954].

de flexure marginales péri-tyrrhéniennes et péri-ioniennes. On a un exemple actuel du jeu des flexures continentales de J. Bourcart.

Ces déformations contemporaines démontrent que ce sont bien les jeux simiques profonds d'âge plio-quaternaire qui ont modelé les bordures méditerranéennes actuelles [Glangeaud, 1927, 1955, 1957]. A l'échelle provinciale, ces grandes ondulations du manteau (sima profond) ont des-

siné l'arc calabro-sicilien et les plis longitudinaux plio-quaternaires. Aux échelles de détail, ont joué des déformations conjuguées de la croûte, qui ont été définies ci-dessus. Leur analyse géodynamique fine exigera encore de nombreux travaux, mais elles ne pourront être comprises que si on les insère dans un cadre d'ensemble, comme nous avons essayé de le faire au cours de cette étude.

Bibliographie.

- ACCORDI B. (1957). — Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 79, p. 929-949, 2 pl.
- (1958). — Osservazioni preliminari sul Miocene della fascia meridionale dei Monti Nebrodi (Sicilia meridionale). *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 77, p. 167-174.
- (1959). — Il flysch oligocenico-aquitano dei Monti Nebrodi (Sicilia nordorientale). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 51, p. 827-833.
- AGIP MINERARIA (1959). — Microfacies italiane (dal Carbonifero al Miocene medio), 35 p., 2 cartes, 145 pl. S. Donato Milanese.
- ANDREATTA C. (1941). — Studi geologici et petrografici sul Cristallino dei Monti Peloritani. *Bol. r. Uff. geol. Italia*, vol. 66, nota 4, 91 p., 23 fig., 4 pl., cf. p. 64.
- ARBENZ P. (1908). — Zur Tektonik Siziliens. *Vierteljahrsschr. naturf. Ges.*, Zurich, Jg. 53, p. 281-294.
- AZZAROLI A. (1950). — Osservazioni sulla formazione villafranchiana di Olivola in Val di Magra. *Atti Soc. tosc. Sc. nat.*, vol. LVII, ser. A., p. 104-111.
- BALDACCINI L. et VIOLA C. (1894). — Sull'estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell'Appennino meridionale. *Bol. r. Com. geol. Italia*, vol. 25, p. 372-390.
- BEHRMANN R. B. (1938). — Appunti sulla geologia della Sicilia centro-meridionale. Rome, Vacuum Oil Cy.
- (1958). — Die geotektonische Entwicklung des Apennin-Systems. *Geotekt. Forsch.*, H. 12, 99 p., 2 pl., 15 fig., Stuttgart.
- BENEO E. (1949 a). — Sul « Microdiapiro » di Leonforte et su quelli a N di Gela (Sicilia centrale e meridionale). *Rdc. Acc. Lincei*, Cl. Sc. fis., mat. e nat., ser. 8, vol. 7, n° 1-4, p. 108-113.
- (1949 b). — Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 68, p. 66-80, 1 pl.
- (1950 a). — Sull'identità tettonica esistente tra la Sicilia e il Rif (Nord Marocco). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 72, f. 1, p. 9-16, 1 fig., 7 pl.
- (1950 b). — La possibilità petrolifera della Sicilia. *Riv. Min. Sicil.*, n° 5-6, p. 185-193, 3 fig.
- (1951). — Appunti sulla elaborazione di una diagnosi strutturale della Sicilia. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 73, f. 2, p. 409-438.
- (1953 a). — La carta geologica della Sicilia. *Ibid.*, vol. 75, p. 991-998.
- (1953 b). — La scoperta del petrolio in Sicilia. *Ibid.*, vol. 75, p. 1012-1015.
- (1953 c). — Escursione Palermo-Cefalù-Nicosia-Enna-Caltanissetta-Agrigento. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 57, p. 61-65.
- (1956 a). — Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. Estensione tempo-spaziale del fenomeno. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 78, p. 291-321, 1 fig.
- (1956 b). — Il problema « Argille scagliose », « Flysch » in Italia et sua probabile risoluzione. Nuova nomenclatura. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, f. 3, p. 53-68.
- (1958). — La ricerca petrolifera in Italia meridionale. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 80, p. 455-478, 2 fig.
- BONANNO F. et STRAMONDO A. (1957). — Relazione preliminare sul rilevamento geologico della tavolette « Gagliano Castelferrato, Monte Salici, Troina » (pro parte) e dei terreni sedimentari della tavolette « serra di Vito, Bronte e Grotta Fumata » del foglio-261 Bronte (Sicilia). *Ibid.*, vol. 79, p. 951-968, 2 pl.
- BLUMENTHAL M. (1929). — Geologische Beobachtungen auf Sizilien. *Ecl. geol. Helv.*, vol. 22, p. 133-143.
- BRUNN J. H. (1960). — Les zones helléniques internes et leur extension. II, Réflexions sur l'orogénèse alpine. *B. S. G. F.*, (7), p. 470-486, 7 fig.
- BURCKHARDT C. E. (1950). — Risultati preliminari di nuove ricerche nei Monti peloritani in Sicilia. *Cons. naz. Ric. Contr. Sc. geol.*, an. 20, p. 57-59. Rome.
- (1952). — Contributi alla conoscenza del conglomerato basale della trasgressione terziaria postorogénica nei Monti Peloritani (Sicilia). *Ibid.*, an. 22, p. 86-95.
- CAIRE A. (1954 a). — Le Tell méridional entre la chaîne du Djurdjura et la partie occidentale des monts du Hodna. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs et Ann. Sc. Univ. Besançon*, (2), f. 1, p. 35-82, 13 fig.
- (1954 b). — Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au Sud du Djurdjura. *C. R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 597-599.
- (1957 a). — Étude géologique de la région des

- Biban (Algerie). Thèse. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., *Bull.* n° 16.
- (1957 b). — Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. *Ibid.*, n. s., *Bull.* n° 20 (Trav. Coll., 1957), p. 21-34.
- (1960). — Les chaînons calcaires du Nord-Est sicilien. Comparaisons avec la chaîne calcaire d'Algérie. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 3013-3015.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1960). — Comparaisons entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. *Ibid.*, t. 251, p. 1804-1806.
- CAMPISI B. (1957). — Note illustrative del rilevamento geologico delle tavolette « Petralia, Polizzi generosa ed Alimena ». *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 79, p. 929-950, 2 pl.
- (1958). — Lineamenti geologici della regione di S. Agata di Militello, Floresta e zone contermini (Sicilia settentrionale) in corso di stampa. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 80, p. 565-610, 7 pl., 1 fig.
- CANAVARI M. (1891-1893). — Conglomerati, arenarie e quarziti liasiche di Pundatura in provincia di Cosenza. *P.-V. Soc. tosc. Sc. nat.*, vol. 8, p. 13.
- CASTANY G. (1951). — Étude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Thèse. *Ann. Mines et Géol.*, n° 8, 632 p., Tunis.
- (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ibid.*, n° 16, 101 p., 37 fig., 12 pl.
- CHECCHIA-RISPOLI G. (1906). — Sull'Eocene di Capo S. Andrea presso Taormina. *Rdc. Acc. Lincei*, ser. 5, vol. 15, p. 325-327.
- (1910). — Sull'esistenza dell'Oligocene nella regione del M. Judica (Provincia di Catania). *Ibid.*, ser. 5, vol. 19, p. 548.
- (1911). — Sull'Oligocene dei dintorni di Campo fiorito in provincia di Palermo. *Giorn. Sc. nat. ed ec.*, Palermo, vol. 28, p. 281-304, 1 pl.
- (1916). — Sui terreni terziari inferiori el versante settentrionale della Madonie. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*, vol. 6, n° 2, 109 p., 9 pl.
- CIANI A., GANTAR C. et MORELLI C. (1960). — Rilievo gravimetrico sullo zoccolo epicontinentale dei Mari Italiani. *Bol. Geof. appl., Riv. Osserv. geof. sperim. Trieste*, n° 6.
- CIPOLLA F. (1931 a). — Osservazioni geomorfologiche sul litorale tirreno della Sicilia. *Bol. Soc. Sc. nat. ed. ec.*, Palermo, an. 13, n° 4, p. 19-29.
- (1931 b). — Movimenti tettonici post-astiani in Sicilia. *Ibid.*, an. 13, n° 4, p. 29-33.
- COGGI L. et BRUSCHI E. (1955). — Contributo alla conoscenza dell'Oligocene in Sicilia. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 71, p. 83-93.
- COLACICCHI R. (1957). — Relazione sul rilevamento geologico delle tavolette « Troina », « Cerami » e « Capizzi », Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 79, p. 881-911, 4 pl.
- CORTESE E. (1883). — L'interruzione dell'Appennino a Sud di Catanzaro. *Bol. r. Com. geol. Italia*, vol. 14, p. 166-178, 2 pl.
- (1889). — Relazione delle escursioni della Società geologica d'Italia nei dintorni di Catanzaro, Marcellinara, Tiriolo, Gimigliano, alla Fiumarella. Settembre 1889. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 8, p. 578-582.
- (1895). — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*, vol. 9.
- (1933). — L'Eocene in Italia. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 52, f. 1, p. 217-220.
- COTECCHIA V. (1958). — Le argille scagliose ofiolitifere della Valle del Frido a nord del M. Pollino. *Ibid.*, vol. 77, p. 205-246, 3 pl., 20 fig.
- CRESCENZI S. et GAFFURINI U. (1955). — Tentativo di ricostruzione paleogeografica. La Sicilia attraverso il Neogene e il Quaternario. *Riv. Miner. Sicil.*, an. 6, n° 32. Palermo.
- DE LORENZO G. (1894 a). — Le montagne mesozoiche di Lagonegro. *At. r. Ac. Sc. fis. e mat. Napoli, Mem.*, vol. 6, n° 15.
- (1894 b). — Osservazioni geologiche sul tronco ferroviario Casal-buono Lagonegro, della linea Sicignano-Castrocucco. *At. r. Ist. Incoragg.*, vol. 7, n° 5, p. 1-5. Naples.
- (1896). — Studi di geologia nell'Appennino meridionale. *At. r. Ac. Sc. fis. e mat. Napoli*, ser. 2 a, vol. 8, n° 7.
- (1898). — Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 17, f. 3, p. 170-195.
- (1904). — Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale. Bari.
- (1910). — Costituzione geologica e configurazione geografia della Basilicata e della Calabria. *Inchiesta parlament. sulle Condiz. dei Contadini nelle Prov. merid. e nella Sicilia*, 5, t. 3. Rome.
- (1937). — Geologia dell'Italia meridionale. Naples, E. P. S. A.
- DI STEFANO G. (1887 a). — Sul Lias inferiore di Taormina e de' suoi dintorni. *Giorn. Sc. nat. ed. ec. Palermo*, vol. 18, p. 46-184, pl. I-IV.
- (1887 b). — L'età delle rocce credute triassiche del territorio di Taormina. *Ibid.*, vol. 18, p. 389-435.
- (1896). — Per la geologia della Calabria settentrionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 15, p. 375-384.
- (1900 a). — Il Malm in Calabria. *Riv. ital. Pal.*, vol. 6, p. 39-47.
- (1900 b). — Revisione dei fogli 220, 222, 230 della Carta geologica d'Italia al 100 000 (n° 3 carte geologiche : Castruvillari, Verbicaro e Rossano) e un foglio di sezioni. *Bol. r. Uff. geol. Italia*.
- (1904). — Osservazioni geologiche nella Calabria settentrionale e nel circondario di Rossano. *Mem. Descr. Carte geol. Italia*, vol. 9, appendice.
- DOUVILLÉ R. (1906). — Observations à propos des « Lepidocyclines éocènes » de quelques paléontologistes italiens. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 445-446.
- DURAND DELGA M. et MATTAUER M. (1959). — Les unités structurales internes et externes de la zone « marno-schisteuse » du Rif septentrional. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, pp. 2364-2366 et 2499-2501.
- FABIANI R. (1928). — Per nuove ricerche geofisiche in Sicilia coordinate coi problemi geologici e minerali. *Bol. Ass. Min. Sc.*, an. 4, n° 3. Palermo.
- (1929). — Analogie tettoniche fra la Sicilia e la Tunisia. *C. R. XV^e Congr. géol. intern. Pretoria*, vol. II, p. 507-510.
- (1953). — Sulle interpretazioni geologiche della anomalie negative della gravità regionale in Sicilia. *Ric. scient.*, an. 25, n° 5. Rome.
- (1959). — Schema strutturale delle Alpi, digli Appennini e delle Isole Italiane. In Trattato di geologia, p. 491-507. Rome.
- FABIANI R. et SEGRE A. (1952). — Schema strutturale della regione italiana. *Cons. naz. Ric. Contr. Sc. geol.*, an. 23, p. 7-23. Rome.
- FABIANI R. et TREVISAN L. (1937). — Di alcune novità geologiche nel territorio del foglio Termini Imerese (Palermo). *Bol. Soc. Sc. nat. ed ec.*, Palermo, vol. 19.

- (1940). — Prove dell'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento nei Monti di Palermo. *At. r. Ac. Italia*, Cl. Sc. fis., math. e nat., *Mem.*, vol. II, p. 435-448, 8 fig.
- FALLOT P. (1932). — Étude géologique de la Sierra Majorque. Thèse. Paris, Béranger éd.
- FLORIDIA G. B. (1953). — Notizie e considerazioni sul basamento sedimentario etneo nei dintorni di Vena e di Presa presso Piedimonte etneo. « *Plinia* », vol. 4. Palermo.
- FOSSA MANCINI E. (1924). — Il significato geologico delle anomalie di gravità riscontrate nell'Emilia, nelle Marche e nella Sicilia. *P.-V. Soc. tosc. Sc. nat.*, vol. 33, p. 5.
- FRANCAVIGLIA A. et JACOBACCI A. (1952). — Appunti sul rilevamento geologico della zona sud-orientale del foglio 268 della carta d'Italia « Caltanissetta ». *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 74, f. 2, p. 459-490, 5 fig., 1 pl.
- FUCINI A. (1919). — Il Lias superiore di Taormina e i suoi fossili. *Pal. italica*, vol. 35. Pise.
- GLANGEAUD L. (1927). — Contribution à l'étude stratigraphique du Pliocène et du Quaternaire dans la région littorale du Nord de la province d'Alger. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord.*, t. XVII, p. 27.
- (1952). — Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *B. S. G. F.*, (6), II, p. 619-639.
- (1955). — Déformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord. *Geol. Rundschau*, Bd 43, p. 181-196.
- (1957). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2^e sér., vol. 2, fasc. 4, p. 200-220.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. et GRANDJACQUET C. (1961). — L'orogénèse ponto-plio-quaternaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques. *C. R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 145-147.
- GORTANI M. (1956). — Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia. In *Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*, p. 143-176. Stuttgart.
- GRECO P. (1899). — Sulla presenza del Dogger inferiore al M. Foraporta presso Lagonegro. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 18, p. 65.
- HOBBS W. H. (1906). — The geotectonic and geodynamic aspects of Calabria and North-eastern Sicily. *Beitr. Geophys.*, Bd 8, H. 2, p. 293-362, Leipzig.
- HORSTEL W. (1905). — Die Erdbeben in Kalabrien. *Himmel und Erde*, Jahrg., 3, p. 37-112.
- IPPOLITO F. (1947). — Primi risultati geologici eseguiti in Calabria nel 1946. *Bol. Soc. Natur.*, vol. 55, p. 105-107. Naples.
- (1944-1946). — *Ric. scient. e Ricostr.*, vol. 17, n° 1, p. 54-56. Rome (1947).
- (1948-1949). — Contributo alle conoscenze geologiche della Calabria. *Mem. e Not. Ist. Geol. appl. Univ. Napoli*, vol. 2, p. 17-35.
- (1950). — Contributi alle conoscenze geologiche sull'Italiana meridionale. *At. XLII Reun. S. I. P. S.*
- (1954). — Studi sui terreni terziari dell'Italia meridionale. *La Ric. scient.*, vol. 24, f. 3, p. 590-592.
- IPPOLITO F. et LUCINI P. (1956). — Il flysch nell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, f. 3, p. 139-159.
- JACOBACCI A. (1952). — Il rilevamento geologico della tav. « Barrafranca » (268-III-SO). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 74, f. 2, p. 299-316, 1 fig., 2 pl.
- (1954). — Primi risultati dei rilevamenti geologici effettuati durante l'anno 1954. *Ibid.*, vol. 76, f. 2, p. 491-495.
- (1956). — Cenni preliminari sul rilevamento geologico del F.º 250 « Bagheria ». *Ibid.*, vol. 78, f. 3, p. 399-405, 3 phot.
- JACOBACCI A. et MARTELLI G. (1957 a). — Introduzione allo studio dei sedimenti miocenici dell'Irpinia e del Sannio. *Ibid.*, vol. 79, f. 3-5, p. 565-577.
- (1957 b). — Alcuni risultati del nuovo rilevamento geologico del versante settentrionale dei Monti Peloritani. *Ibid.*, vol. 79, f. 3-5, p. 837-877, 13 fig., 1 pl.
- KOBER L. (1930). — Die Bauelemente des Apennins in Calabrien und Sizilien und des Atlas in Tunis und Algerien. *Forsch. u. Fortsch.*, Jg. 6.
- LAZZARI A. (1953 a). — Primi risultati dell'indagine geofisica con il metodo sismico a riflessione nella Piana di Catania. *Rdc. Acc. Sc. fis. e nat. Napoli*, ser. 4, vol. XX, 5 p.
- (1953 b). — Nuova ipotesi per una interpretazione strutturale della Sicilia. *Ibid.*, ser. 4, vol. XX.
- LIMANOWSKI M. (1909). — Sur la tectonique des Monts péloritains dans les environs de Taormina (Sicile). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, sér. 5, vol. 45, n° 165, p. 1-64, 6 fig., 2 pl.
- (1913). — Die grosse kalabrische Decke. *Bull. Ac. Sc. Cracovie*, Cl. Sc. math. et nat., sér. A, p. 370-385.
- LUCINI P., MASPERONI L. et SPADA L. (1956). — Dati micropaleontologici sul « Flysch » del versante Tirrenico della Basilicata e osservazioni delle rocce ignee basiche del M. Cerviero nell'Appennino Calabro-Lucano. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75.
- LUGEON M. et ARGAND E. (1906 a). — Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile. *C. R. Ac. Sc.*, t. 142, p. 966-968.
- (1906 b). — Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile. *Ibid.*, t. 142, p. 1001-1003.
- (1906 c). — La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre. *Ibid.*, t. 142, p. 1107-1109.
- LUGEON M. et JÉRÉMINE E. (1930). — Granite et gabbro de la Sila de Calabre. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, n° 46, p. 1-23.
- MALATESTA A. (1958). — Di un livello fossilifero attraversato dalla galleria di bomba nella valle del Sangro. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 80, f. 2-3, p. 261-273.
- MARCHESINI E. (1937). — Sull'estensione dell'Oligocene nella regione a nord-est del gruppo del Monte Judica (Provincia di Catania ed Enna). *Rdc. r. Ac. naz. Lincei*, ser. 5 a, vol. 25, p. 739-741.
- MAUGERI PATANÈ G. (1932). — Introduzione allo studio geopaleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. Messina). *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 51, n° 1, p. 115-170, 3 fig.
- MEDI E. et MORELLI C. (1952). — Rilievo gravimetrico della Sicilia. *Ann. geofis.*, p. 209-245. Rome.
- MERCIER J. (1960). — Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 435-449, 4 fig.
- MERLA G. (1951). — Geologia dell'Appennino settentrionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 70, p. 95-382.
- MIGLIORINI C. I. (1949). — Subdivisione geografica dell'Appennino per uso geologico. *Ibid.*, vol. 68, p. 95-96.
- MONTELLA S. (1955). — Relazione preliminare della tavo-

- letta II SW del F° 237. S. Giovanni in Fiore (Calabria). *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 77, f. 1, p. 55-58.
- OGNIBEN L. (1953). — « Argille scagliose » ed « Argille brecciate » in Sicilia. *Ibid.*, vol. 75, f. 1, p. 281-289.
- (1954 a). — Le « argille brecciate » siciliane. Con i rilievi di dettaglio di Grotta calda (Valguarnera, Enna), Passarello (Licata, Agrigento), Zubbi (S. Cataldo, Caltanissetta). *Mem. Ist. geol. e miner. Univ. Padova*, vol. 18, 92 p., 36 fig., 5 pl.
- (1954 b). — Le argille scagliose del Crotonese. *Mem. e Not. Ist. Geol. appl. Univ. Napoli*, vol. 6, p. 1-72, 2 fig., 2 pl.
- (1956). — Flysch miocenico autoctono e parautoctono ed argille scagliose alloctone nella zona di Caiazzo (Caserta). *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, f. 3, p. 169-180.
- (1957). — Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*, vol. 33, 275 p., 100 fig., 1 pl.
- (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, n° 64-65, p. 183-212, 2 fig., 2 pl. Palermo.
- POLIZZI G. (1959). — Le formazioni paleogeniche dell'area di Tusa. Tesi sperimentale di laurea. *Ist. Geol. Univ. Catania* (inédit).
- PRINCIPI P. (1940). — Estensione dell'Oligocene nell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 59, p. 169.
- PRUVOST P. (1960). — L'écorce terrestre. Introduction à la Géologie. In *Le Ciel et la Terre*. Encyclopédie française. Paris.
- QUITZOW H. W. (1935 a). — Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. geol. westl. Mediterraengebiet* (Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.), III F., H. 13, p. 63-179.
- (1935 b). — Diabas-porphyrte und glaukophangessteine in der Trias von Nord-Kalabrien. *Nachr. Ges. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, IV, N. F. 1, n° 9, p. 83-118.
- REED R. D. (1933-1937). — Geology of California. Tulsa, American Ass. of Petroleum geologist.
- RIGO DE RIGHI F. (1953). — Contributo alla conoscenza del Neogene della Sicilia centro-meridionale. *Bol. Serv. geol. Italia*, vol. 75, p. 786-791.
- (1956). — Olistostromi neogenici in Sicilia. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, p. 1-33, 12 fig., 7 pl.
- RUGGIERI G. (1954). — La limite entre Pliocène et Quaternaire dans la série plio-pléistocène du Santerno. *C. R. XIX^e sess. Congr. géol. intern. Alger*, 1952, fasc. XV, p. 235.
- (1959). — Il Paleogene ed il Miocene del Monte Bonifato presso Alcamo. *Riv. Min. Sicil.*, n° 57, p. 119-127, 4 fig., 6 pl. Palermo.
- SACCO F. (1910). — L'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 24, f. 2, p. 287-337.
- (1913). — La geotettonica dell'Appennino meridionale. *Ibid.*, vol. 31, f. 3-4, p. 379-387.
- (1931). — Le facies del Cretaceo dell'Appennino. *At. r. Ac. Sc. Torino*, vol. 66, p. 195-216.
- (1937). — Le diretti tettoniche dell'Appennino. *Riv. Mat. prime Ital. e Imp.*, a. II, n° 9, p. 433-437.
- (1946). — Schema geologico della Calabria. *L'Universo*, vol. 26, n° 3, p. 141-165. Florence.
- (1947). — Le facies e le oscillazioni batimetriche del Terziario italiano. *Rdc. Ac. Sc. fis. e mat., Napoli*, 4^o, ser. vol. 15, p. 195-204.
- SCALIA S. (1909). — Sul Cenomaniano dei dintorni di Troina in provincia di Catania. *Rdc. Ac. naz. Lincei*, ser. 5, vol. 18, 2^e sem., p. 120-127.
- (1914). — Osservazioni stratigrafiche e geotettoniche nella provincia di Messina. *At. Ac. Gioenia Sc. nat.*
- SCARSELLA F. (1956). — I rapporti tra i massicci calcarei mesozoici ed il Flysch nell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, f. 3, p. 115-126.
- (1957). — Sulla posizione stratigrafica degli scisti silicei attribuiti al Trias medio dell'Appennino meridionale. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 76, f. 3, p. 53-59.
- SCHMIDT DI FRIDBERG P. (1959). — La geologia nel gruppo montuoso del Madonie nel quadro delle possibilità petrolifere della Sicilia centro-settentrionale. *Atti 2^o Conv. intern. Studi « Petr. di Sicilia »*, p. 130-136.
- SEGRE S. (1953). — Risultati preliminari dell'esplorazione ecometrica del Basso Tirreno. *La Ric. scient.*, ann. 23, n° 9.
- SEGUENZA G. (1866). — Sulle importanti relazioni paleontologiche di talune rocce cretacee della Calabria con alcuni terreni di Sicilia e dell'Africa settentrionale. *Mem. Soc. ital. Sc. nat.*, vol. II, n° 6, 17 p., 1 pl.
- (1874). — L'Oligocene in Sicilia. *Rdc. r. Ac. Sc. fis. e mat. Napoli*, fasc. 2, 2 p.
- SELLI R. (1954). — La limite plio-pléistocène dans les environs d'Ancona (Marche). *C. R. XIX^e sess. Congr. géol. intern. Alger*, 1952, fasc. XV, p. 241.
- (1957). — Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. geol.*, ser. 2, vol. 26, p. 1-54, pl. I-IX, 2 tab.
- SIGNORINI R. (1939). — Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano. *Rdc. Ac. Lincei*, ser. 6, vol. 29, p. 558-562.
- (1946). — Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale. *Ibid.*, ser. VIII, vol. 1, p. 99.
- (1952). — Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche dell'Appennino meridionale. *At. VII^e Conv. naz. Metano e Petrol.*, vol. 1, p. 311-319.
- SIRNA G. (1959). — Stratigrafia e microfacies della serie mesozoica dei dintorni di Galati Mamertino (Messina). Tesi sperimentale di laurea. *Ist. Geol. Univ. Catania* (inédit).
- SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA (1957). — 59^e excursion géologique en Calabre, 10 et 11 octobre. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 76, f. 3, p. 26-42.
- STAUB R. (1932 a). — Die Stellung Siziliens im mediterranen Gebirgssystem. *Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zurich*, Bd 77, p. 159-183.
- (1932 b). — Zur tektonischen analyse des Apenins. *Ibid.*, Bd 78, p. 127-151.
- STEFANI C. DE (1912). — La regione sismica Calabro-Peloritina. *Mem. Ac. naz. Lincei*, Cl. Sc. mat., fis. e nat., ser. 5, vol. 9, p. 203-316, 4 pl.
- STEFANI Th. DE (1954). — Novità stratigrafiche, tettoniche e geominerarie della Sicilia. *Riv. Min. Siciliana*, an. 5, n° 26.
- STILLE H. (1927). — Die sogenannte Rückfaltung des Apenins. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math. Phys. Kl., N. F., Bd 12, H. 3, p. 292-312. Berlin.
- SUSS E. (1910). — Das Antlitz der Erde. Prague, 1888.
- TEICHMULLER R. (1932). — Über das Vorland des Apenins. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math.-Phys. Kl., 4, H. 17.
- TEICHMULLER R. et QUITZOW H. W. (1935). — Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *Beitr. geol. westl. Medi-*

- terrangebiete (*Abh. Ges. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*), III F., H. 13, p. 181-186.
- TERMIER P. (1911). — Les problèmes de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. Paris, Armand Colin.
- TILMANN N. (1912). — Zur Tektonik der Sudapennins. *Geol. Rundschau*, Bd 3, p. 416-420.
- TORRENTE A. (1953). — Ipotesi su la distribuzione e la genesi dei giacimenti solfiferi in Sicilia. *Ind. Miner.*, an. 4, p. 155-159. Palermo.
- TREVISAN L. (1935 a). — I monti di Caltavuturo e Sclafani (Palermo). *Bol. r. Uff. geol. Italia*, vol. 60, nota 7, 20 p., 1 pl.
- (1935 b). — Primi risultati di revisioni geol. nella Sicilia sud-orientale. Ist. e Mus. Geol. r. Univ. Palermo.
- (1936). — Sull'Eocene e sulle trasgressioni nel territorio di Pachino (Siracusa). *Bol. Soc. Sc. nat. ed. ec.*, Palermo, vol. 18.
- (1937 a). — Scoperta di basalti accompagnati da tufi fossiliferi del Bajociano a Vicari (Palermo). *Ibid.*, vol. 19.
- (1937 b). — La fauna ed i giacimenti del Cenomaniano di facies africana della Sicilia occidentale. *Mem. Ist. geol. Padova*, vol. 12, 132 p., 10 fig., 7 pl.
- (1942). — Problemi relativi all'epirogenesi e all'eustatismo nel Pliocene e Pleistocene della Sicilia. *At. Soc. tosc. Sc. nat.*, vol. 51, p. 11-33.
- (1955). — Les mouvements tectoniques récents en Sicile, hypothèses et problèmes. *Geol. Rundschau*, Bd 43, p. 207-221.
- TREVISAN L. et NAPOLI ALLIATA E. DE (1937). — Siciliano e Calabriano nella Sicilia sud-occidentale. *Giorn. Sc. nat. ed. ec. Palermo*, vol. XXIX, Mem. n° 8, 38 p.
- VAUFREY R. (1929). — La question des isthmes méditerranéens pléistocènes. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, t. 2, p. 323-342.
- VECCHIA O. (1954). — Lineamenti geofisici e geologia profonda nella Sicilia ed aree circostanti. *Riv. Geof. appl.*, an. 15, n° 1.
- (1956). — La Sicilia e le aree circostanti : lineamenti geofisici e geologia profonda. *Bol. Soc. geol. ital.*, vol. 75, p. 61-87.
- WINKLER H. G. F. (1957-1958). — Experimentelle Gesteinsmetamorphose. *Geochim. Cosmochim. Acta*, I : vol. 13, p. 42-69 et II : vol. 15, p. 91-112.
- WYART J. (1955). — Synthèse d'un granite. *C. R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 1398-1399.
- WYART J. et SABATIER G. (1959 a). — Transformation des sédiments argileux sous l'action de l'eau à température et à pression élevées. Application au phénomène de granitisation. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 3371-3374.
- (1959 b). — Transformation des sédiments péliques à 800° C sous une pression d'eau de 1 800 bars et granitisation. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, t. LXXXII, p. 201-210.
- (1959 c). — Nouvelles observations sur la mobilité des ions silicium et aluminium dans les cristaux de feldspath. *Ibid.*, t. LXXXII, p. 216.

Etude de quelques oligoéléments dans la série liasique du Mont-d'Or lyonnais (Rhône)

par Colette JAMOND et Pierre LAPADU-HARGUES*.

Sommaire. — Cette étude des oligoéléments contenus dans les termes de la série sédimentaire du Mont-d'Or lyonnais (Massif central français) porte sur le plomb, l'étain, l'argent, le cuivre, le nickel et le chrome.

Outre les résultats obtenus quant aux teneurs de ces divers éléments, on trouvera, dans les conclusions générales, une explication possible de la genèse des gîtes strictement sédimentaires.

INTRODUCTION. — L'on sait qu'à l'heure actuelle les méthodes modernes de l'analyse minérale permettent d'atteindre dans les matériaux examinés des traces d'éléments. Et, à la suite de ces progrès, dus entre autres aux progrès de l'analyse spectrographique quantitative, la géochimie des oligoéléments est en plein essor.

Mais si l'on examine les résultats déjà obtenus, on s'aperçoit que ceux-ci portent principalement sur les roches éruptives, magmatiques et métamorphiques. Pour ce qui est des roches sédimentaires, les travaux semblent plus rares et ne portent, en général, que sur des roches ou des minéraux isolés. Aussi nous a-t-il paru intéressant d'effectuer une série de mesures, ne portant malheureusement que sur un petit nombre d'oligoéléments, en prenant une série sédimentaire continue et assez complète.

Le choix s'est porté sur la série secondaire, principalement liasique, du Mont-d'Or lyonnais, série qui est très classique et qui s'étend au NNW de Lyon et à quelques kilomètres de cette ville. Outre l'accès facile de ce petit massif, bien parcouru par des routes, avec d'excellentes coupes, le Mont-d'Or lyonnais offrait en outre l'avantage d'être en bordure du socle hercynien du Beaujolais et du Lyonnais, socle à partir duquel se trouvaient les matériaux plus ou moins directement à l'origine des strates sédimentaires observés. De plus, la série du Mont-d'Or lyonnais est assez variée sous une puissance assez réduite, ce qui ajoutait à l'intérêt de son étude considérée du point de vue de sa composition oligoélémentaire.

LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE ¹. — Considéré du sommet à la base, nous trouvons les termes suivants :

BAJOCIEN : calcaires à miches ;
calcaires marneux à grain très fin (Ciret des auteurs).
AALÉNIEN :
calcaires à Bryozoaires } à grains de quartz.
calcaires à entroques }
calcaires jaune d'or.
AALÉNIEN (base) et TOARCIEN : marnes ferrugineuses ocre rouge.
DOMÉRIEN : calcaires compacts ;
argiles marneuses bleuâtres.
PLIENSBAHIEN : marno-calcaires rouges.
LOTHARINGIEN : calcaires marneux ferrugineux.
SINÉMURIEN : calcaires à Gryphées ;
calcaires gris, cristallins, à grains de quartz.
HETTANGIEN : calcaires jaune-brun, cristallins ;
calcaire gréseux.
RHÉTIEN : calcaires moirés.

Pour chacun des termes de la série considérée ici, soit au total 15, un échantillon a été pris et a été analysé. C'est donc un total de quinze résultats que nous présentons pour l'ensemble du Lias et la base du Jurassique *s. s.*

A partir de l'analyse spectrographique faite sur chaque échantillon, analyse faite par arc, les éléments ont été dosés : Pb, Sn, Ag, Cu, Ni, Cr. Un essai a été fait en outre sur Ti, mais n'a pas été représenté ici.

PRINCIPE DE LA MÉTHODE DE DOSAGE. — La méthode utilisée pour doser ces éléments est celle dite du standard interne. Dans cette méthode, on mesure non point directement l'intensité de la raie de l'élément que l'on veut doser, mais le rapport de cette intensité à l'intensité d'une raie correspondant à un élément déterminé,

* Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

1. Nous tenons à remercier bien vivement M. David, maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Lyon, qui nous a fourni toutes les précisions sur la série stratigraphique du Mont-d'Or lyonnais.

et en principe non présent, préalablement introduit en quantité fixée dans l'échantillon, ceci pour éliminer les irrégularités qui pourraient se produire lors de la prise du cliché au cours de l'évaporation de l'échantillon dans l'arc.

En outre, les valeurs approchées ainsi obtenues ont été précisées par un étalonnage externe. Sur une même plaque, on encadre le cliché de l'échantillon, dont on connaît la valeur approchée par la méthode précédente, par deux étalons très précisément connus en valeur de teneur, et immédiatement supérieur et inférieur à la valeur approchée que l'on veut préciser. On a ainsi, par un rapport très simple, à l'aide des trois rapports d'intensité obtenus, une valeur bien plus précise de la teneur recherchée.

Les standards internes utilisés ont été : pour Pb et Sn, Bi ; pour Ag et Cu, In et pour Ni et Cr, Pd. On a en effet intérêt à prendre pour cet usage un élément qui soit, à la fois, absent dans le corps à analyser, et d'autre part dont les caractéris-

tiques d'évaporation à l'arc soient proches de celles du ou des éléments à analyser. Il faut enfin qu'il possède une raie voisine dans le spectre de la raie photométrée pour l'élément à doser.

Pour les mesures ultérieures par étalonnage externe, les étalons d'encadrement ont été établis en utilisant, pour les roches à tendance calcaire, du carbonate de Ca précipité RP (vérifié à l'avance au point de vue spectrographique) ; pour les roches marneuses et argileuses, du kaolin pur, de façon à avoir des milieux minéralogiques et chimiques généraux aussi comparables que possible. Le kaolin a naturellement été lui aussi soigneusement vérifié au point de vue de sa pureté.

RÉSULTATS OBTENUS. — Les résultats obtenus ont été inscrits dans le tableau 1 pour l'ensemble des six éléments analysés dans les 15 roches considérées. Les valeurs ont été exprimées en parties pour un million (ou ppm), ce qui correspond à des teneurs de 10^{-6} pour 1 g.

ÉTAGE	FORMATION GÉOLOGIQUE	Pb	Sn	Ag	Cu	Ni	Cr
BAJOCIEN (Ciret)	Miches de la zone supérieur.....	0	0	0	25	5	19
	Base de l'assise (calcaire marneux)	0	0	0	16	6	12
AALÉNIEN SUPÉRIEUR	Calcaires à Bryozoaires à grains de quartz.	0	0	0	14	traces	7
	Calcaires à entroques à grains de quartz.	0	0	0	11	0	5
	Calcaires jaune d'or à grains de quartz..	0	0	0	7	0	3
AALÉNIEN INFÉRIEUR ET TOARCIEEN	Marnes ocre rouge ferrugineuses	traces	0	0	26	29	88
DOMÉRIEN	Calcaires compacts.....	0	0	0	11	9	46
	Argiles marneuses bleuâtres.	3	0	0	17	45	248
PLIENSBACHIEEN	Marno-calcaires rouges	traces	0	0	30	79	237
LOTHARINGIEN	Calcaires marneux ferrugineux	0	0	0	22	6	26
SINÉMURIEN	Calcaires à Gryphées	0	0	0	8	0	6
	Calcaires gris cristallins à grains de quartz	0	0	0	9	82	5
HETTANGIEN	Calcaires jaune-brun cristallins.....	traces	0	0	16	traces	5
	Calcaires gréseux, sublitographiques. . .	0	0	traces	9	6	traces
RHÉTIEN	Calcaires moirés.....	0	0	0	17	6	traces

TABL. 1. — Dosage des oligoéléments dans la série liasique du Mont-d'Or lyonnais.

INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS. — L'interprétation de ces résultats peut être faite en considérant les deux aspects suivants : d'une part, les teneurs de chaque élément dans la série stratigraphique et leur éventuelle variation ; d'autre part, le comportement relatif de chaque niveau lithologique vis-à-vis de l'ensemble des éléments.

a) *Variation de chaque élément.* Pour un premier groupe d'éléments, soit Pb, Sn et Ag, on constate qu'ils sont, soit systématiquement absents, comme Sn, soit à des teneurs très faibles et dans des niveaux exceptionnels comme Ag (traces dans l'Hettangien) et Pb (traces ou faibles teneurs de l'ordre de 3 ppm).

Au contraire, Cu, Ni et Cr sont bien plus largement représentés. Ils sont, pour Cu et Cr, présents en principe dans tous les niveaux et souvent avec des teneurs élevées, en particulier pour Cr. Ni est plus rare, et pour certains niveaux, vers le sommet par exemple, peut même manquer totalement. Nous avons ainsi un comportement différent pour ces deux groupes d'éléments, d'une part Sn, Ag, Pb, et d'autre part Cu, Ni et Cr. Cette séparation ne suit pas du tout la classification géochimique fondamentale entre éléments sidérophiles, chalcophiles et, à fortiori, lithophiles car Cu, Ag et Pb, par exemple, intimement groupés dans cette classification, sont ici très nettement dissociés.

Ce sont donc d'autres critères, des critères basés sur la sédimentation où les affinités jouent un rôle bien plus discret, qui régissent ici les répartitions des éléments. C'est là un résultat déjà important qui va d'ailleurs se confirmer lorsque nous allons étudier la répartition des éléments en fonction des différents termes de la série sédimentaire.

b) *Comportement au niveau de chaque série.* La série du Mont-d'Or lyonnais, sauf les termes extrêmes du sommet, est principalement d'âge liasique. Ce qui caractérise ce système, tant ici que d'ailleurs dans d'autres régions, c'est la variabilité des niveaux au point de vue du faciès. Sans avoir des niveaux à caractères franchement détritiques, les calcaires y sont souvent encore gréseux ; les marnes et les argiles sont encore bien représentées. Par contre, on voit apparaître déjà de véritables niveaux à sédimentation purement chimique ou zoogène, comme certains calcaires (Sinémurien, Aalénien, etc.).

Or, on peut constater que la concentration en oligoéléments est particulièrement marquée dans les niveaux à caractères détritiques, et surtout dans les niveaux à marnes prépondérantes, et que dans les niveaux où les calcaires sont bien mieux développés, les oligoéléments, au contraire, présentent des teneurs bien plus réduites. On peut citer à l'appui de cette constatation l'opposition marquée entre les calcaires à Gryphées sinémuriens et le Pliensbachien constitué par des marno-calcaires rouges. Également, entre les argiles bleuâtres du Domérien et les calcaires compacts du sommet du même étage.

Si l'on admet, comme il semble logique de le faire, que ces éléments proviennent d'un transfert par voie de sédimentation, soit détritique,

soit chimique, à partir d'un lessivage d'un socle plus ancien, proche en l'occurrence de la zone beauloise ou lyonnaise du Massif central français, il semble assez normal de supposer, comme il paraît résulter des mesures faites, que les niveaux à sédimentation plus nettement détritique (comme les marnes ou les calcaires encore chargés de débris de quartz) soient plus abondamment pourvus que les calcaires plus francs, où la sédimentation par voie plus nettement biologique a dû jouer un rôle prépondérant, sinon exclusif. Le chrome paraît être alors l'élément chimique le plus marquant dans ce phénomène puisque de 3 à 5 ppm en certains niveaux, il passe à 237 ppm, soit près de 0,025 %. Le cuivre a des teneurs plus étalées dans la série, mais marque également des pointes accusées dans les phases spécialement argileuses de cette série sédimentaire.

CONCLUSIONS. — L'étude des oligoéléments de la série sédimentaire du Mont-d'Or lyonnais aboutit à des résultats sans doute trop isolés et encore fragmentaires, pour pouvoir valablement être extrapolés. Mais on voit néanmoins que la teneur en oligoéléments semble être bien plus sous la dépendance des conditions de sédimentation que sous la dépendance des conditions plus strictement chimiques caractéristiques des éléments eux-mêmes. L'importance des faciès à influence encore détritique semble ressortir de façon assez nette.

Et de ceci, on serait peut-être fondé à conclure qu'un gîte minéral, purement sédimentaire, est lié à une origine dont les processus, dépendant des phénomènes sédimentaires, sont très différents de ceux qui président à la genèse d'un gîte de substitution car, dans ce dernier cas, la qualité chimique du sédiment joue un très grand rôle.

Par ailleurs, l'exemple du Cr montre qu'en certains cas des conditions bien adaptées de sédimentation peuvent aboutir, selon certains horizons, à des concentrations élevées (on atteint dans ce cas pour Cr : 248 ppm, soit 50 fois plus qu'en d'autres niveaux où les teneurs avoisinent 5 ppm). Ce qui veut sans doute dire que certains gîtes sédimentaires, sinon la quasi totalité, naissent uniquement sous l'action de ces seules conditions de sédimentation, en utilisant simplement les teneurs banales, même minimales, du milieu ambiant et sans qu'il soit besoin de faire appel à des origines sous-jacentes locales privilégiées.

La microfaune de Foraminifères de quelques gisements classiques d'âge burdigalien dans le Bordelais

par Charles JULIUS *.

Sommaire. — Le but de la présente note est de faire le recensement des Foraminifères dans les gisements classiques de Saucats (Pont-Pourquey), Cestas (Pré-Cazeaux) et Léognan (le Coquillat) et de montrer la relation étroite existant entre l'assemblage faunique et les divers aspects sédimentaires caractérisant les différents faciès.

Non loin de Bordeaux existe un certain nombre de gisements d'âge burdigalien qui se présentent en petites surfaces discontinues, principalement le long des vallées des ruisseaux. Ces affleurements ont déjà été étudiés depuis longtemps, mais presque uniquement du point de vue malacologique. En revanche, la microfaune de Foraminifères a été très longtemps méconnue. Seul parmi les auteurs récents, M. J. P. H. Kaaschieter [1955] a procédé à l'étude succincte, strictement paléontologique, des Foraminifères fournis par ces gisements, sans faire mention des faciès.

Le but de cette note est donc l'examen systématique des Foraminifères en relation avec le faciès dans les affleurements classiques de : Saucats (Pont-Pourquey), Cestas (Pré-Cazeaux) et Léognan (le Coquillat).

Les affleurements du Pré-Cazeaux et du Coquillat sont des surfaces tabulaires de faible superficie, n'offrant aucune variation notable de faciès. Leur étude sera donc assez rapide. En revanche, l'affleurement de Pont-Pourquey apparaît sous l'aspect d'une petite falaise, encore facilement accessible de nos jours, où l'on distingue une série de faciès différents. Ainsi, nous étudierons à Pont-Pourquey la répartition des Foraminifères en fonction des principaux faciès qui se répartissent successivement dans la série verticale fournie par la falaise.

SAUCATS (PONT-POURQUEY). — C'est une petite falaise de 4 m de haut environ, formée d'un falun jaunâtre à sable relativement fin, très fossilifère. Elle est située en amont du petit village de Saucats, près du chemin du Barp, le long du ruisseau de Saucats ou de Saint-Jean-d'Étampes.

Nous y avons prélevé cinq échantillons de terrain conventionnellement appelés A, B, C, D, E.

Ces différents niveaux superposés représentent l'ensemble de la coupe de l'affleurement. Ils ont fourni (voir tableau de répartition des espèces) 98 espèces réparties en 43 genres et 17 familles.

Les différents niveaux de la coupe sont de haut en bas :

NIVEAU E : grès calcaire assez dur, fossilifère, d'une couleur jaunâtre, très légèrement rosé, situé au sommet de la falaise, en contact avec la terre végétale à environ 4 m au-dessus du niveau du ruisseau..... 38 espèces
NIVEAU D : falun très fossilifère de couleur ocre clair situé à environ 2,50 m au-dessus du plan du ruisseau..... 51 espèces.
NIVEAU C : falun beige pâle, très fossilifère, situé à 2 m au-dessus du ruisseau.... 66 espèces
NIVEAU B : falun jaunâtre, légèrement rosé, peu argileux très fossilifère situé à 1 m de la base de la coupe..... 51 espèces
NIVEAU A : falun beige sale, très fossilifère, argileux, plus ou moins aggloméré par un ciment calcaire en un grès relativement friable, et situé au niveau du ruisseau.... 41 espèces

L'examen détaillé de la coupe de l'affleurement montre une relation très nette entre la richesse de la microfaune et le lithofaciès. Riche dans les faluns, cette microfaune s'appauvrit dans les grès calcaires. Le nombre d'espèces croît depuis le niveau de base A jusqu'au niveau moyen C, où l'assemblage faunique est le plus riche et le

* Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

plus varié, pour diminuer ensuite jusqu'au sommet de la coupe. Le niveau C, le plus riche en espèces, fait la transition entre deux zones présentant les mêmes faciès et le même nombre d'espèces, mais en sens inverse. La zone de base débute par un falun plus ou moins gréseux pour passer à des faluns francs jusqu'au niveau C. La zone sommitale débute au contraire par des faluns francs pour se terminer par un grès calcaire assez dur. Les niveaux A et E de la coupe sont tous deux plus ou moins gréseux, ils ont à peu près le même nombre d'espèces. Les conditions de dépôts sont donc les mêmes dans les deux cas. Il s'agit d'une sédimentation côtière sous une épaisseur d'eau peu importante, comme l'indique l'abondance des *Cibicides*, *Rotalia* et *Miliolidae*. Entre ces deux niveaux gréseux se trouvent trois horizons formés de falun typique qui se sont déposés dans la zone prénéritique. Les niveaux B et D, qui ont le même faciès et le même nombre d'espèces (surtout de nombreuses *Operculina*, *Bolivina dilatata* REUSS et *Globigerina*), encadrent le niveau C le plus riche qui s'est certainement déposé sous l'épaisseur d'eau la plus importante dans la zone néritique moyenne.

L'étude comparative de ces cinq niveaux montre assez bien les mouvements latéraux de la mer. Au moment du dépôt des niveaux A et E, le rivage était tout proche, tandis que pour les trois autres horizons, surtout l'horizon C, le rivage était probablement plus éloigné au moment du dépôt. La présence des *Globigerina* en assez grand nombre dans les niveaux B et D montre que l'influence des courants a été sensible mais pas très importante. Ainsi les communications avec la haute mer ont été constantes. L'abondance des *Nonionidae* (20 % de la faune), des *Rotaliidae* (18 %), des *Anomalinidae* (17 %) et des *Miliolidae* (9 %) montre indiscutablement que la sédimentation à Pont-Pourquey s'est réalisée sur le plateau continental sous une épaisseur d'eau relativement peu importante.

CESTAS (PRÉ-CAZEAUX). — Le gisement classique de Moulin Neuf étudié par les anciens auteurs ayant complètement disparu, nous avons examiné le gisement tout aussi classique du Pré-

Cazeaux. C'est un falun à sable fin de couleur crème, légèrement rosé, à débris coquilliers, qui affleure non loin de l'église de Cestas. Nous y avons trouvé 78 espèces réparties en 34 genres et 16 familles (voir tableau). Son assemblage faunique est très comparable à celui de Pont-Pourquey, à l'exclusion des *Textulariidae* qui sont ici mieux représentés. On peut donc penser que la sédimentation, tant au Pré-Cazeaux qu'à Pont-Pourquey, s'est réalisée dans des conditions bathymétriques voisines. Toutefois il semble que l'épaisseur de la tranche d'eau ait été légèrement plus importante à Pré-Cazeaux qu'à Pont-Pourquey.

LÉOGNAN (LE COQUILLAT). — Ce gisement affleure dans le vallon du Coquillat, au-dessus de la molasse. C'est un falun à sable fin avec des débris coquilliers et de très rares grains de glauconie. La microfaune (voir tableau) se compose de 60 espèces réparties en 29 genres et 14 familles. Des trois affleurements étudiés c'est celui qui renferme la faune la plus pauvre. Ici encore, comme dans les deux gisements précédemment étudiés, plus de la moitié de la microfaune est représentée par les *Nonionidae*, *Rotaliidae* et *Anomalinidae*, ce qui indique toujours une sédimentation de plate-forme. Toutefois, la microfaune se distingue de celle du Pré-Cazeaux et de Pont-Pourquey par le nombre relativement plus important de *Lagenidae* et de *Buliminidae* lié à l'appauvrissement des *Miliolidae*. Ces derniers caractères montrent qu'il s'agit ici d'une sédimentation relativement plus profonde probablement à la limite des zones néritiques moyenne et inférieure.

Il ressort de l'étude détaillée de ces trois affleurements que la microfaune est dominée dans l'ensemble par les *Nonionidae*, *Rotaliidae* et *Anomalinidae*, ce qui nous conduit à penser que la sédimentation s'est toujours réalisée sur la plate-forme continentale.

C'est au Coquillat que la tranche d'eau était la plus importante au moment du dépôt, tandis qu'à Pont-Pourquey la profondeur des eaux était la plus faible. Entre ces deux affleurements se situe alors (pour les conditions de sédimentation) celui du Pré-Cazeaux.

	SAUCATS (Pont-Pourquey)					CESTAS (Pré- Cazeaux)	LÉOGNAN (le Co- quillat)
	E	D	C	B	A		
<i>Nonion boueanum</i> (D'ORB.).....	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	xx
<i>Amphistegina lessonii</i> D'ORB.....	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	x
<i>A. terigerina planorbis</i> D'ORB.....	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	xx
<i>Elphidium macellum</i> (FICHT. et MOLL) . . .	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	xx
<i>Cibicides boueanus</i> (D'ORB.).....	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xx	xx
<i>C. cf. ungerianus</i> (D'ORB.).....	xxx	xxx	x	xxx	x	x	x
<i>Streblus beccarii</i> (L.).....	x	xxx	x	x	x	xx	x
<i>Cibicides dutemplei</i> (D'ORB.).....	x	xxx	x	x	xxx	xx	xxx
<i>Rotalia armata</i> (D'ORB.).....	xx	xxxx	xxxx	xxx	xxxx	xxx	xxx
<i>R. audouini</i> D'ORB.....	xx	xxxx	xxxx	xxx	xxxx	xx	xx
<i>Triloculina nitens</i> Rss.....	x	xxx	xx	xxx	xxx	x	xxx
<i>Elphidium minutum</i> (Rss).....	xx	xxx	x	xx	xx	x	x
<i>Globigerina bulloides</i> D'ORB.....	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
<i>Discorbis globularis</i> (D'ORB.) var. <i>bradyi</i> CUSH.....	xx	xxx	xx	xxx	x	xx	
<i>Triloculina tricarinata</i> D'ORB.....	x	x	x	x	x	x	
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER et JACOB) . .	xxx	xxx	xxx	xx	xx	xx	xx
<i>Bolivina aff. catanensis</i> SEG.....	x	x	x	x	x	x	
<i>Cancris auriculus</i> (FICHT. et MOLL)	x	x	x	x	x	x	x
<i>Globigerina concinna</i> Rss.....	x	xxx	xx	xx	xx	xxx	xxx
<i>Nonion cestasensis</i> JULIUS.....	x	x	x	x		xxx	xx
<i>Discorbis mira</i> CUSH.....	x	x	x	x		x	
<i>Bolivina antiqua</i> D'ORB.....	x	x	x	x		x	
<i>Planorbina mediterraneensis</i> D'ORB.....	x	xx	xx	xxx		x	
<i>Reussella cognata</i> (Rss).....	x		x	x			x
<i>Globigerinoides cyclostoma</i> (GALL. et WISLER)	x		xxx	xxx	xx	xx	
<i>Spiroloculina excavata</i> D'ORB.....	x	x				x	
<i>Textularia articulata</i> D'ORB.....	x	x				x	x
<i>T. acuta</i> Rss.....	x			x	x	x	
<i>T. aff. suttonensis</i> LALICKER.....	x		x		x		
<i>Quinqueloculina akneriana</i> D'ORB.....	x		xx			xx	
<i>Gyroldina soldanii</i> D'ORB.....	x		x				
<i>Quinqueloculina undulata</i> D'ORB.....	x		x				
<i>Spiroloculina tricosta</i> CUSH. et TODD.....	x				x		
<i>Bulimina aff. dingdenensis</i> BATJES.....	x		x			xxx	xxx
<i>Karrerella baccata</i> (SCHWAGER) var. <i>alas-</i> <i>kensis</i> CUSH. et TODD.....	x						
<i>Cibicides perlucidus</i> NUTTAL.....	x					x	x
<i>C. haidingeri</i> (D'ORB.).....	x					x	x
<i>Globulina gibba</i> (D'ORB.).....	x						
<i>Bolivina dilatata</i> Rss.....		xxxx	xx	xxx	xx	xx	xxxx
<i>Rotalia nitida</i> D'ORB.....		x	x	x	x	xxx	xxx
<i>Hopkinsina bononiensis</i> (FORN.).....		x	x	x	x		xxx
<i>Patellinella inconspicua</i> (H. B. BRADY) . . .		x	x	x	x	x	x
<i>Lagena striata</i> (D'ORB.).....		x	x	x	x	x	x
<i>Nonion granosum</i> (D'ORB.).....		x	x	x	x	x	x
<i>Entosolenia marginata</i> (WALKER et BOYS)		x	x	x	x	x	
<i>Operculina</i> sp.....		xxx		xxx	xx	x	x
<i>Miogypsina</i> sp.....		xxx		xx	xx	x	
<i>Spiroplectammina deperdita</i> (D'ORB.).....		x	x				x
<i>Triloculina consobrina</i> D'ORB.....		x	x			x	x
<i>Elphidium fichtellianum</i> (D'ORB.).....		xxx	x		x		
<i>Triloculina gibba</i> D'ORB.....		xxx	x			x	x
<i>Uvigerina urnula</i> D'ORB.....		x	x				
<i>Cornuspira involvens</i> (Rss).....		x	x			x	

TABLEAU DE RÉPARTITION DES FORAMINIFÈRES.

x : 1 à 4 éch.; xx : 5 à 14 éch.; xxx : 15 à 40 éch.; xxxx plus de 41 éch.

L'ordre adopté dans la liste des espèces est celui dans lequel nous les avons rencontrés. Cet ordre conventionnel permet, selon nous, de voir plus nettement l'apparition et la disparition des espèces dans les différents niveaux des affleurements.

	SAUCATS (Pont-Pourquey)					CESTAS (Pré- Cazeaux)	LÉOGNAN (le Coquillat)
	E	D	C	B	A		
<i>Elphidium jenseni</i> (CUSH.)		×	×				
<i>Reussella spinulosa</i> (Rss)		×	×			×	×
<i>Bolivina brevior</i> CUSH.		×		×		×	
<i>Bolivinella margaritacea</i> CUSH.		×		×		×	×
<i>Astrononion stelligerum</i> (D'ORB.)		×			×		
<i>Spirillina vivipara</i> EHRENB.		×					
<i>Entosolenia orbignyana</i> (SEG.)		×				×	
<i>Elphidium excavatum</i> (TERQ.)		×				×	
<i>Bolivina tortuosa</i> H. B. BRADY		×			×	×	×
<i>Triloculina decipiens</i> (Rss)		×					
<i>Textularia gramen</i> D'ORB.		×					
<i>Reussella spinulosa</i> (Rss) var. <i>laevigata</i> CUSH.			×	×	×	×	
<i>Buliminella obtusata</i> CUSH.			×	×	×		
<i>Trifarina bradyi</i> CUSH.			×	×			
<i>Quinqueloculina laevigata</i> D'ORB.			×	×		×	
<i>Pyrgo alata</i> (D'ORB.)			×		×		
<i>Elphidium advenum</i> (CUSH.)			×				
<i>Nodosaria scalaris</i> (BATSCH)			×			×	
<i>Pyrgo bulloides</i> (D'ORB.)			×				
<i>Cibicides akneriana</i> (D'ORB.)			×			×	
<i>Textularia cf. cuneiformis</i> D'ORB.			×				
<i>Patellina corrugata</i> WILLIAMSON			×				
<i>Stomatorbina concentrica</i> (PARKER et JONES M. S.)			×			×	
<i>Spiroloculina depressa</i> D'ORB.			×				
<i>Textularia adamsi</i> LALICKER.			×	×			×
<i>Elphidium lessonii</i> (D'ORB.)			×				
<i>Dorothia praelonga</i> (KARRER)			×				
<i>Pyrgo simplex</i> (D'ORB.)			×				
<i>Triloculina cf. gracilis</i> D'ORB.			×				
<i>Spiroloculina canaliculata</i> D'ORB.			×				
<i>Bolivina advena</i> CUSH.			×				
<i>Uvigerina pygmaea</i> D'ORB.			×				
<i>Globulina aequalis</i> D'ORB.				×		×	
<i>Robulus intermedius</i> (D'ORB.)				×			
<i>Bulimina alsatica</i> CUSH. et PARKER				×			
<i>B. elongata</i> D'ORB.				×			
<i>Textularia dollfusi</i> LALICKER.				×			
<i>T. lateralis</i> LALICKER.				×			
<i>Triloculina subbrontoda</i> (MONTAGU)				×			
<i>Dentalina elegantissima</i> D'ORB.				×			
<i>Virgulina cf. acuta</i> (D'ORB.)				×			
<i>Bolivina budensis</i> (HANTKEN)				×	×		
<i>Quinqueloculina seminulum</i> (L.)					×	×	×
<i>Triloculina circularis</i> (BORN.)					×	×	×
<i>Elphidium sculpturatum</i> CUSH.					×		
<i>Cibicides sp.</i>					×		
<i>C. americanus</i> (CUSH.) var. <i>antiquus</i> (CUSH. et APPLIN)						×	×
<i>Textularia rugosa</i> (Rss)						×	×
<i>Elphidiella ? hannai</i> (CUSH. et GRANT)						×	
<i>Globulina inaequalis</i> (Rss)						×	
<i>Cibicides ungerianus</i> (D'ORB.)						×	×
<i>Textularia vautrini</i> CUV. et SZAKALL						×	×
<i>T. subangulata</i> D'ORB.						×	×
<i>Triloculina oblonga</i> (MONT.)						×	
<i>Textularia aff. laevigata</i> D'ORB.						×	
<i>Globulina gibba</i> D'ORB. var. <i>myristiformis</i> (WILL.)						×	
<i>Nonion laeve</i> (D'ORB.) var. <i>saucatsensis</i> JU- LIUS.						×	

	SAUCATS (Pont-Pourquey)					CESTAS (Pré- Cazeaux)	LÉOGNAN (le Coquillat)
	E	D	C	B	A		
<i>Textularia sagittula</i> (DEFANCE).....						×	
<i>T. candeiana</i> D'ORB.....						×	
<i>Gypsina</i> sp.						×	
<i>Nonionella auris</i> (D'ORB.)						×	
<i>Textularia mayeriana</i> D'ORB.....						×	
<i>Pyrgo subsphaerica</i> (D'ORB.).....						×	
<i>Quinqueloculina longirostra</i> D'ORB.....						×	
<i>Nonion medio-costatum</i> (CUSH.)						×	×
<i>N. simplex</i> (KARRER).....						×	
<i>Bulimina oceanica</i> (TERQ.).....						×	
<i>Cushmanella brownii</i> (D'ORB.)						×	
<i>Textularia consecta</i> D'ORB.							×
<i>Quinqueloculina seminulum</i> (L.) <i>var. jugosa</i> CUSH.....							×
<i>Dendritina haueri</i> D'ORB.....							×
<i>Textularia abbreviata</i> D'ORB.							×
<i>T. angularis</i> D'ORB.							×
<i>Quinqueloculina rugosa</i> D'ORB.....							×
<i>Spiroplectammina carinata</i> (D'ORB.)							×
<i>Pyrulina fusiformis</i> (ROEMER)							×
<i>Bolivinella virgata</i> CUSH.....							×
<i>Nonion commune</i> (D'ORB.)							×
<i>Spiroplectammina</i> sp							×
<i>S. mariae</i> (D'ORB.).. . . .							×
<i>Quinqueloculina candeiana</i> D'ORB.....							×
<i>Bolivina scalprata</i> SCHWAGER <i>var. mioce-</i> <i>nica</i> MAC FADYEN							×
<i>Uvigerina urnula</i> <i>var. semiornata</i> D'ORB.							×
<i>Cibicidella variabilis</i> (D'ORB.)							×

Bibliographie.

JULIUS Ch. (1959). — La paléontologie comparée des Foraminifères dans l'interprétation des faciès du Burdigalien aquitain. Thèse 3^e cycle Fac. Sc. Bordeaux, 188 p., 19 pl. hors texte, 3 fig. et 4 tabl. dans le texte.

KAASCHIETER J. P. H. (1955). — Smaller Foraminifera. In C. W. DROOGER, J. P. H. KAASCHIETER et A. J. KEY, The microfauna of the Aquitanian-Burdigalian of Southwestern France, part. 3, p. 51-96, 13 pl. Amsterdam, North Holland Publishing Company.

Le genre *Amphiblestrella* : nouveau genre de Bryozoaires cheilostomes

par Janine PRUD'HOMME*.

Sommaire. — Quatre espèces décrites du Crétacé supérieur et de l'Éocène d'Europe et des États-Unis sont redécrites et regroupées en un genre nouveau, placé dans la famille des *Calloporidae*, et dont l'habitat se trouve dans les herbiers d'Algues.

Lors d'une précédente étude sur la faune crétacée de la partie nord du bassin aquitain, j'avais trouvé dans les sédiments d'âge maestrichien des formes qui avaient alors été rapprochées du genre *Cellarinidra* CANU et BASSLER 1927, mais dont l'appartenance générique était incertaine.

Ayant pu examiner d'autres échantillons, se rapportant aussi bien à cette dernière espèce qu'à des formes proches et attribuées par différents auteurs au genre *Amphiblestrum* GRAY 1848, j'ai été amenée à regrouper ces espèces en un genre nouveau, que je nommerai *Amphiblestrella*.

Cette étude a été facilitée par M. le professeur Voigt qui a bien voulu me communiquer un certain nombre d'échantillons de sa collection personnelle.

Genre *Amphiblestrella* nov. gen.

DERIVATIO NOMINIS: du genre *Amphiblestrum*, dont il est voisin.

DIAGNOSE. — Les colonies sont lamellaires encroûtantes ou cylindriques creuses. Les zoécies sont piriformes, groupées en lignées longitudinales toujours visibles, même dans le cas des spécimens encroûtants où la tendance des cellules à se grouper en files radiales est respectée.

Chaque cellule est surmontée par un avicellaire très constant, qui ne manque que lorsque la cellule est ovicellée. C'est l'ovicelle qui occupe alors la place qui lui est impartie.

Les ovicelles sont hyperstomiales, ce qui nous autorise à faire entrer ce genre dans la famille des *Calloporidae* NORMAN 1903.

Le cryptocyste est toujours bien développé, lisse ou granuleux, mais on ne rencontre ni gymnocyste, ni épines.

GÉNOTYPE. *Amphiblestrella* (*Amphiblestrum*) *ringens* (VON HAGENOW) 1839.

RÉPARTITION GÉOLOGIQUE. — Crétacé supérieur-Éocène.

Amphiblestrella ringens (VON HAGENOW) 1839

1839. *Cellepora ringens* VON HAGENOW [p. 278].

1851. *C. ringens* VON HAGENOW [p. 92, pl. XI, fig. 8].

1887. *Semieschara ringens* VON HAG., in MARSSON [p. 74].

1910. *Membranipora britannica* BRYDONE var. *demissa* BRYDONE [p. 77, pl. VIII, fig. 6].

1916. *Membranipora demissa* BRYDONE [p. 98, pl. VI, fig. 5].

1930. *Amphiblestrum ringens* VON HAGENOW, in VOIGT [p. 447, pl. 13, fig. 8-9].

Les colonies sont unilamellaires, couvertes de cellules larges, disposées en lignées longitudinales et en quinconce très régulier et séparées par une crête peu accentuée.

Le cryptocyste est plat, finement granuleux, limité à la moitié antérieure de la cellule, et ne remontant pas ou très peu entre les côtés de l'opésie et le cadre cellulaire. L'opésie est grande, tout à fait antérieure, semi-circulaire à bord inférieur concave, ou circulaire, et occupant alors une grande partie du cryptocyste. A l'intérieur de cette dernière, dans un plan plus profond, la cloison antérieure de la cellule s'épaissit en un bourrelet en fer à cheval saillant dans l'ouverture, et rappelant celui qui se trouve chez les *Hagenowinella* CANU 1900.

* Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

Chaque cellule est surmontée par un petit avicellaire ovale, un peu aigu, transverse, en position non médiane, et percé d'un pore lui aussi ovale.

Lz = 0,6 mm	lz = 0,6 mm
Lo = 0,35 mm	lo = 0,45 mm
Lon = 0,10 mm	lon = 0,15 mm

Les oviceles sont hyperstomiales, peu volumineuses.

La communication entre les cellules est assurée de chaque côté par six septules, trois antérieures peu importantes, trois postérieures plus volumineuses.

Sur la dorsale des colonies, les limites cellulaires sont très peu visibles, marquées par un très léger sillon qui correspond au cadre des cellules.

VARIATIONS. — Dans les sédiments, se trouvent des exemplaires beaucoup plus calcifiés, chez lesquels le cryptocyste s'est empâté et a envahi les côtés de l'opésie jusqu'à aller rejoindre le bourrelet antérieur de la cloison cellulaire. L'ouverture se trouve alors très réduite, et située dans un plan oblique par rapport à la cellule.

LOCALITÉ. — Guelem, près de Maestricht (notre collection).

RÉPARTITION GÉOLOGIQUE. — Maestrichtien de Suède, d'Allemagne et d'Angleterre.

Amphiblestrella cylindrica (J. DUCASSE) 1958

Texte-fig. 1.

1958. *Cellarinidra cylindrica* J. DUCASSE [p. 24, pl. VII, fig. 8].

Les colonies sont formées de rameaux creux, à canal central important, et pouvant atteindre 2 mm et plus de diamètre. Ils se ramifient par dichotomie, deux ramifications successives se trouvant dans des plans perpendiculaires l'un à l'autre.

Les cellules, piriformes à partie postérieure effilée, sont disposées en lignées longitudinales, alternant de façon très régulière. Elles sont limitées par une mince crête aiguë commune à deux cellules voisines. La cohésion entre les cellules étant très faible, on observe sur cette crête une ligne plus claire qui correspond à la zone de rupture entre les lignées de zoécies, que l'on retrouve très souvent détachées dans les sédiments.

Le cryptocyste est lisse, plat, descendant légè-

rement vers l'opésie. Il est percé par une opésie allongée, tout à fait antérieure, et de forme générale rectangulaire aux angles inférieurs arrondis. Dans un plan plus profond, un épaississement en fer à cheval de la cloison antérieure de la cellule lui donne un aspect ovale très régulier.

Un mince bourrelet borde latéralement l'ouverture, et se soude au cadre cellulaire au niveau de la partie postérieure de l'opésie, limitant ainsi de part et d'autre une fossette falciforme dont nous ignorons la signification. Peut-être est-elle occupée par un avicellaire.

Chaque cellule est surmontée d'un avicellaire semi-circulaire ou annulaire, bordé par un épais bourrelet, percé par une ouverture ronde ou ovale transverse, au bord de laquelle se trouvent parfois les traces d'un axe brisé. Ils sont quelquefois remplacés par une ovicele hyperstomiale peu globuleuse, profonde, son plan inférieur se trouvant au niveau du bourrelet antérieur interne de l'opésie. Son bord supérieur est concave.

La communication entre les cellules est assurée, de chaque côté, par une série de quatre septules, deux antérieures de petite taille et deux postérieures beaucoup plus volumineuses.

La face interne des rameaux montre des rangées de losanges allongés, disposés en quinconce très régulier, saillants en leur milieu, et correspondant aux cellules. Leur partie centrale est parfois percée d'un gros pore circulaire qui permettait le passage d'un organe de fixation de la colonie sur un support cylindrique, probablement un stipe d'Algue.

Lz = 0,50 à 0,55 mm	lz = 0,35 mm
Lo = 0,25 mm	lo = 0,15 mm
Lon = 0,12 mm	lon = 0,15 mm

Quelques variations s'observent suivant les affleurements. Elles portent principalement sur la taille cellulaire qui peut subir de légères modifications; et surtout sur la calcification plus ou moins accentuée des différentes parties de la frontale. C'est ainsi que le bourrelet circum-avicellaire peut devenir plus important, et ne laisser à l'ouverture que la place d'un très petit pore. De même, la calcification plus accentuée des crêtes intercellulaires entraîne un approfondissement médian du cryptocyste, qui forme alors une sorte de gouttière plongeant dans l'opésie. Cette dernière concorde en général avec un allongement de l'ouverture vers la partie postérieure de la cellule. C'est dans les calcaires de Mirambeau et d'Archiac que nous trouvons cet aspect.

Proche d'aspect de l'*Amph. elegans* (VON HAGENOW), cette espèce s'en différencie par ses rameaux beaucoup plus importants et plus fragiles,

par les fossettes qui entourent ses ouvertures, par la forme plus effilée des cellules et par des avicellaires médians, arrondis.

LOCALITÉS. — Meschers (Char.-Mar.) ; Mirambeau (Char.-Mar.) ; Archiac (Char.-Mar.) (coll. Voigt) ; Saint-Astier (Dordogne) ; Villetoueix (Dordogne).

RÉPARTITION GÉOLOGIQUE. — Maestrichtien.

Amphiblestrella elegans (VON HAGENOW) 1851.

1851. *Siphonella elegans* VON HAGENOW [p. 84 (= *S. gracilis*), pl. VI, fig. 7].

1851. *Flustrella baculina* D'ORBIGNY [p. 291, pl. 699, fig. 4-6] (coll. d'Orbigny, Paris, n° 8127).

1887. *Membranipora elegans* VON HAGENOW, in Marsson [p. 59].

1930. *Amphiblestrum elegans* VON HAGENOW, in Voigt [p. 448, pl. 13, fig. 13-16].

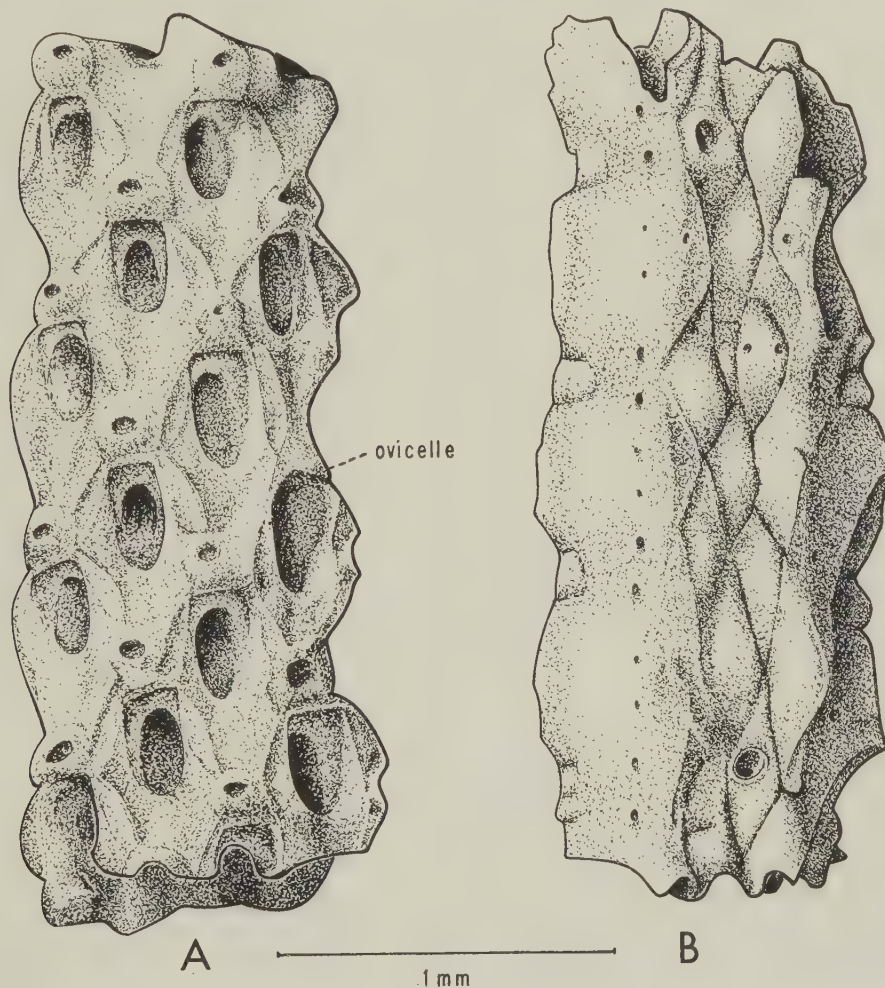


FIG. 1. — *Amphiblestrella cylindrica* (J. DUCASSE) 1958. Meschers, falaise du lieu dit « Les Roches ».

A : aspect général des cellules, frontale de la colonie.

B : face dorsale des cellules, intérieur des rameaux. Dessins de M^{me} J. LAURENT.

Les colonies se présentent comme des rameaux creux, cylindriques, de 1 mm environ de diamètre.

Les cellules sont piriformes, trapues, arrangées en lignées longitudinales alternant très régulièrement, séparées par une mince crête souvent très atténuée, parfois invisible. Le cryptocyste

18 octobre 1961.

est granuleux, plat, et entoure l'opésie sauf sur son bord proximal qui est adjacent au cadre cellulaire. L'opésie est ovale, allongée, réduite dans sa partie antérieure par le même bourrelet que dans les espèces précédentes.

Les aviculaires surmontant les cellules sont

petits, aigus, obliques, en position non médiane ; leur plan est incliné sur le plan zoécial, le bec correspondant à la partie la plus haute. De ce fait, la colonie n'a plus l'aspect de cylindre lisse qui était celui de l'espèce précédente, mais présente un relief perceptible, sans être toutefois très accusé.

La cloison proximale de chaque cellule fait saillie dans l'opésie, au-dessus du bourrelet interne, son gonflement est provoqué par la partie profonde de la logette avicularienne.

Lz = 0,55 mm	lz = 0,40 mm
Lo = 0,25 mm	lo = 0,15 mm
Lon = 1,12 mm	lon = 0,10 mm

Comme dans le cas d'*Amphiblestrella cylindrica*, la communication entre les cellules est assurée par quatre septules de chaque côté, mais toutes de même importance.

La dorsale est aussi comparable à celle de cette dernière espèce, avec les mêmes pores permettant le passage des organes de fixation.

REMARQUE. — En étudiant les échantillons de la collection d'Orbigny conservée au Muséum d'Histoire naturelle à Paris, j'ai pu constater que l'espèce nommée *Flustrella baculina* est en réalité une *Amphiblestrella*. Canu, en 1900, groupait cette forme avec un certain nombre d'autres, sous le nom de *Rhynchotella echinata* [p. 368]. Cette synonymie ne doit pas être prise en considération, le spécimen figuré, provenant de Néhou, ne laissant aucun doute sur son appartenance générique.

LOCALITÉS. — Guelem ; Grube Curfs (près de Maestricht) (notre collection). Maestrichtien supérieur.

RÉPARTITION GÉOLOGIQUE. — Maestrichtien de Hollande et d'Allemagne. — Danien des États Baltes. — Sénonien et Danien d'Allemagne. — Sénonien de France.

*
*
*

En dehors de ces trois espèces que j'ai pu étudier et décrire à nouveau, il y a lieu d'ajouter à cette liste une espèce décrite par Gabb et Horn en 1862 sous le nom de *Reptoflustrella heteropora*, et reprise par Canu et Bassler en 1920 sous le nom d'*Amphiblestrum heteropora* [p. 158, pl. I, fig. 11-13]. Les principaux caractères signalés par ces auteurs correspondent parfaitement aux particularités du genre. Elle aussi est encroûtante, ce qui permet de penser que tous les individus qui composent ce groupe vivaient fixés sur des corps étrangers qui étaient en général des Algues. Leur présence en grand nombre dans des gisements donnerait des indications sur la localisation des herbiers fossiles, et aiderait ainsi à la reconstitution des conditions paléogéographiques des dépôts considérés.

Tous les échantillons décrits sont conservés au laboratoire de Géologie approfondie de la Faculté des Sciences de Bordeaux.

Bibliographie.

- BASSLER R. S. (1953). — Bryozoa. In R. C. MOORE, Treatise on invertebrate paleontology, Part G. Univ. of Kansas Press.
- BRYDNE R. M. (1910). — Notes on new or imperfectly known chalk Polyzoa. *Geol. Mag.*, n. ser., dec. V, vol. VII, p. 76-78, pl. 8.
- (1916). — *Id.*, *Ibid.*, n. ser. dec. VI, vol. III, p. 97-100, pl. 6.
- CANU F. (1900). — Révision des Bryozoaires du Crétacé figurés par d'Orbigny. 2^e part. : *Cheilostomata*, *B. S. G. F.*, (3), XXVIII, p. 334-463, pl. IV-VII.
- CANU F. et BASSLER R. S. (1920). — North american early tertiary Bryozoa. *U. S. nat. Mus. Bull.* 106, 879 p., 162 pl. Washington.
- DUCASSE J. (1958). — Les Bryozoaires maestrichtiens et campaniens de la Saintonge et du Périgord occidental. Répartition et valeur stratigraphique. Thèse 3^e cycle. Fac. Sc. Bordeaux. Ronéot., 167 p., 26 pl.
- HAGENOW F. VON (1839). — Monographie der rügen'schen Kreideversteinerungen. I. Abt. : Phytolithen und Polyparien. *Neues Jahrb. Min. etc.*, p. 253-295, pl. IV-V. Stuttgart.
- (1851). — Die Bryozoen der maestrichter Kreidebildung, 111 p., 12 pl. Cassel.
- MARSSON Th. (1887). — Die Bryozoen der weissen Schreiekreide der Insel Rügen. *Pal. Abh.*, Bd 4, (1), 112 p., 10 pl. Berlin.
- ORBIGNY A. D' (1850-1852). — Paléontologie française, Terrains crétacés, t. V : Bryozoaires, p. 1-1191, pl. 600-800. Paris, Masson éd.
- VOIGT E. (1930). — Morphologische und stratigraphische Untersuchungen über die Bryozoenfauna der oberen Kreide. *Ber. kais. Leopold. deutsch. Ak. naturf. Halle.* Bd 6, p. 379-579, pl. 1-39. Leipzig.

Géologie des unités situées entre l'autochtone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio (province de Cueno, Italie)

par André GUILLAUME *.

Sommaire. — L'autochtone de l'Argentera supporte l'unité du col de Tende. Les couches crétaées de celles-ci sont bien développées au Nord-Ouest alors qu'au Sud-Est elles sont inexistantes, ayant été soumises à l'érosion antélutétienne. Cette unité acquiert une structure plus souple au Nord-Ouest. Elle supporte les unités charriées. Certaines de ces dernières présentent le faciès d'unités de type Triora; d'autres offrent un faciès inconnu jusqu'ici dans les unités en position sub-briançonnaises.

Le contact avec le Trias du Monte Vecchio est marqué par une zone d'écrasement dans des couches offrant le faciès du complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

La structure des terrains sédimentaires autochtones du versant italien du massif de l'Argentera est connue depuis les récents travaux de P. Fallot, A. Faure-Muret et M. Lanteaume [Lanteaume, 1958].

La couverture du massif cristallin est en effet plus ou moins décollée au niveau du Trias et son Flysch repose lui-même en contact mécanique sur son substratum tertiaire.

Cet ensemble autochtone supporte différentes

unités sur lesquelles nous avons donné récemment une vue d'ensemble [1959]. L'unité du col de Tende repose sur l'autochtone et supporte des unités fortement dilacérées qui viennent s'insérer sous l'unité du Monte Vecchio.

Au NE du col de Tende, ces ensembles sont profondément entaillés par les Val Vermeina et Grande qui permettent d'étudier les superpositions.

I. Unité du col de Tende.

A) SÉRIE STRATIGRAPHIQUE. — Parmi les coupes que nous avons pu relever, les plus complètes sont fournies, l'une au Sud-Est par le Vallone Matlas qui descend du Bec Matlas dans la région de Limonetto, l'autre au Nord-Ouest par le Vallone Piocchia qui vient se jeter dans le Val Grande à hauteur de Tetto Verna.

1. *Coupe relevée le long du torrent du Bec Matlas.* Cette coupe a été relevée à 200 m en aval de la maison cotée 1 562 m (83,7-92,75)¹.

On observe de bas en haut :

1) série tendre feuilletée plus ou moins schisteuse de couleur rouge lie-de-vin ou jaune blanchâtre (surtout au sommet) 8 à 10 m

2) série comprenant à la base une alternance de couches schisteuses jaunâtres et de calcaires gréseux durs, quel-

quefois dolomités, renfermant des débris de Mollusques et d'Echinodermes. Au sommet, un banc calcaire mesure 1 m d'épaisseur; c'est un véritable calcaire lumachellique à débris d'Huitres; celles-ci sont malheureusement indéterminables; le microfaciès de ce calcaire est identique à celui décrit par R. Malaroda [1957, pl. X, n° 1] pour la même formation en position analogue. Nous avons aussi observé des organismes globuleux présentant l'aspect de Radiolaires ainsi qu'un Foraminifère rappelant certaines formes liasiques (opinion de J. Sigal).

Les couches schisteuses passent parfois latéralement aux couches calcaires. Le banc calcaire supérieur est toutefois continu et forme un bon repère. 2,60 à 3 m

3) série formée par des bancs bien individualisés de 0,30 à 1 m d'épaisseur, souvent feuilletés au sommet. Les

* Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

1. Les coordonnées indiquées ici et dans le texte qui suit sont celles données par la feuille topographique italienne au 25 000^e de Limone Piemonte.

bancs sont formés par du calcaire parfois gréseux, dolomitisé par endroit, jaunâtre à grain grossier qui renferme quelques débris de Mollusques et d'Échinodermes. 12 m

4) série formée par des bancs massifs de 0,80 à 1 m d'épaisseur, formés par du calcaire gris bleuté plus ou moins dolomitique et recristallisé. Joints nets. 9 à 10 m

5) bancs, à joints peu nets, de calcaire massif gris plus ou moins recristallisé et dolomitisé. Graveleux avec débris d'Échinodermes à la base. 14 m

Affleurement masqué par les éboulis sur. 25 m

6) calcaire massif sans joints apparents, gris clair, souvent dolomitisé et recristallisé, bréchique au sommet. Il constitue les éperons du Matlas et du Baral ainsi que la base de la crête supportant la Croce di Baral. 85 à 90 m

7) conglomérat dont les galets sont composés principalement par des roches éruptives (bésimaudite); les galets peuvent atteindre parfois plusieurs décimètres. Ce conglomérat repose sur la surface érodée des calcaires précédents; il est surmonté par des calcaires gréseux sombres renfermant des lentilles de conglomérat. Ces calcaires pé-

tris de *Nummulites aturicus* passent vers le haut à un flysch noir renfermant à la base *N. striatus*. L'épaisseur de ces différents niveaux est variable. L'ensemble mesure en moyenne environ. 100 m

— Le niveau 1 est attribué au Trias supérieur-Rhétien; le Lias inférieur est représenté par les couches 2 et 3, car certaines sections d'Huîtres rappellent *Avicula contorta*. On observe en certains points, notamment sur le versant est du Bec Matlas et au N du Bric Brussata, au milieu des éboulis, des pointements de calcaire tendre jaune, contenant des galets de couches schisteuses jaunes et rouges. Ceci impliquerait que par endroits les couches du Lias ont été érodées (érosion pré-Dogger?). Toutefois ce conglomérat n'a pu être situé dans une coupe continue.



FIG. 1. — Schéma tectonique et situation des coupes des figures 2 et 5.

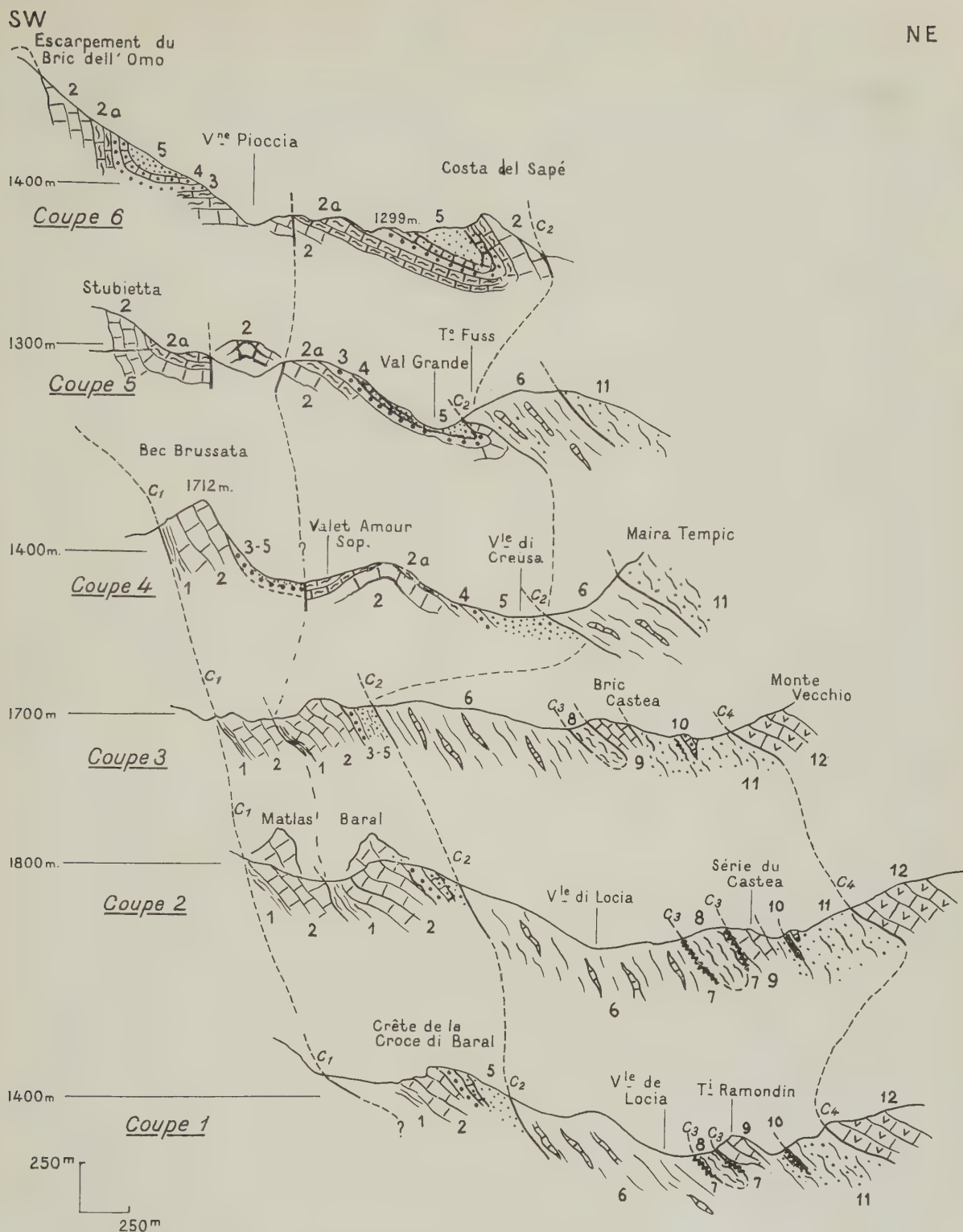


FIG. 2. — Coupes sériees dans le secteur étudié (situation fig. 1).

Unité du col de Tende. 1 : Trias supérieur-Rhétien (couches rouges); 2 : Jurassique; 2 a : Crétacé; 3 : conglomérat de base du Nummulitique; 4 : calcaire gréseux pétris de Nummulites; 5 : flysch daté du Bartonien à la base.

Unités charriées. 6 : flysch (subflysch) de la série 1 (Néocomien à Tertiaire); 7 : sér. 2 et 6 et sér. 3 et 5; 8 : flysch de la sér. 4 (Sénonien supérieur); 9 : série calcaire du Bric Castea; 10 : liséré de cagneules; 11 : flysch (subflysch) noir avec niveaux calcaires à microfaciès crétacé et à noyaux de calcaires à Discocyclines.

12 : Trias à faciès briançonnais du Monte Vecchio.

Le niveau 4, qui a peut-être son équivalent dans des couches de calcaire lumachellique à Polypiers et Gastropodes affleurant à Tetto Verna (Val Grande), représenterait le Lias supérieur et le Dogger.

Les niveaux 5 et 6 ont un cachet jurassique supérieur. Après S. Franchi qui y a récolté des Polypiers, nous lui attribuons cet âge.

Le Lutétien (7) repose directement sur le Jurassique et passe vers le haut au Bartonien.

2. *Coupe relevée le long du Vallone Pioccia*. Le torrent Pioccia (affluent du Val Grande) entame profondément l'unité du col de Tende dans le secteur de Tetti Governour et fournit une coupe débutant sensiblement en 80,1-97,5 ; de bas en haut :

- 1) calcaire dur microcristallin bleu foncé, en petits bancs..... 10 à 11 m
- 2) calcaire massif microcristallin bleu foncé en gros bancs..... 17 m
- 3) calcaire massif dur, bleu foncé, gréseux au sommet. Nombreuses paillettes de calcite. Ce calcaire renferme au sommet des Bélemnites légèrement aplaties, quelques Anomalinidés, des sections rappelant *Trochammina* et quelques exemplaires de Globigérines, environ... 30 m
- 4) calcschiste tendre à débris d'Inocérames et Rosalines étirées..... 25 à 30 m
- 5) calcaire bleuté parfois légèrement gréseux en petits bancs avec prismes d'Inocérames, *Globotruncana linnei* d'ORB., *Gl. gr. coronata* BOLLI, *Gl. gr. lapparenti* BROTZ². Il montre, surtout à la base, des Fissurines (*Lagena sphaerica* KAUF.), Spicules, Radiolaires..... 50 à 55 m
- 6) conglomérat et calcaires gréseux à Nummulites.

Cette coupe peut être complétée vers le bas dans le lit du torrent qui descend du Bric dell' Omo et se jette dans le Pioccia en 79,5-97,3. A cet endroit, les calcaires marmorés du Jurassique supérieur supportent une quinzaine de mètres de calcaires bleus gréseux montrant de nombreuses traînées siliceuses brunâtres et renfermant des Bélemnites, des débris d'Échinodermes et quelques Radiolaires. Ce niveau, dont le faciès rappelle celui des niveaux 1 et 2 de la coupe précédente, est attribuable au Néocomien qui mesure ainsi 35 m d'épaisseur environ.

— L'ensemble 3 (30 m d'épaisseur environ), présente selon M. Durand Delga et M. Lanteaume³ un microfaciès barrémo-aptien ; nous le rapportons au Crétacé moyen.

— L'ensemble 4 et 5 est d'âge crétacé supérieur (80 à 90 m).

3. *Remarques sur la série stratigraphique de l'unité du col de Tende*.

a) Le Lias à Gryphées décrit plus au Nord-Ouest par S. Franchi n'apparaît pas dans ce do-

maine où les couches à débris d'Huitres sont surmontées directement par des calcaires à cachet jurassique moyen-supérieur. L'existence de Dogger ne peut être exclue (faciès récifal).

b) Le Crétacé⁴ inférieur à supérieur apparaît complet dans la partie nord-ouest de la région étudiée (150 m d'épaisseur) alors qu'il est inexistant dans le secteur du Matlas. Cette absence semble due à l'érosion anté-lutétienne qui avait profondément érodé les couches crétacées de la région du col de Tende et les avait respectées au NW de cette région vers Tetti Governour. Toutefois, il y a par endroits (Bric dell'Omo, Roc Cornale, Costa del Sapé) une réduction stratigraphique considérable de la série. Celle-ci ne peut malheureusement être étudiée en détail à cause de l'intense tectonisation qui provoque des laminages importants dans ces secteurs.

c) Enfin, la présence de galets de bésimaudite à la base du Nummulitique confère à l'unité du col de Tende une individualité certaine dont A. Faure-Muret, P. Fallot et M. Lanteaume [1957] ont tiré les conséquences paléogéographiques. Notons que dans le secteur du Bric dell'Omo la taille des galets du conglomérat nummulitique est très grande ; en même temps le Crétacé est réduit en épaisseur. Je n'exclus pas la présence du Paléocène dans cette unité.

B) STRUCTURE DE L'UNITÉ DU COL DE TENDE (cf. fig. 1 et coupes fig. 2). — Au Sud-Est, les Becs Matlas et Baral forment dans le Jurassique rigide, un anticlinal brisé qui vient s'appuyer contre le flysch autochtone.

Au Nord-Ouest, l'unité acquiert une structure plus souple, peut-être explicable par la grande épaisseur du Crétacé beaucoup plus plastique que le Jurassique : l'anticlinal du Matlas, qui se prolonge vers le Nord-Ouest, se retrouve à Tetto Baro où il est entaillé par le Val Grande. Plus au Nord-Ouest, il est recoupé par le Vallone Pioccia ; dans ce torrent on observe d'intenses replis disharmoniques affectant les calcaires sénoniens en amont de Tetti Governour (80,5-97,6). Dans ce secteur, l'anticlinal s'estompe et il ne forme plus qu'une ondulation légère dans une vaste zone synclinale. Le flanc normal sud-occidental

2. M. J. Sigal a bien voulu déterminer les Rosalines citées dans cette note. Je l'en remercie vivement.

3. J'exprime à ceux-ci ma profonde gratitude pour leurs déterminations et pour l'aide qu'ils m'ont apportée dans l'interprétation des microfaciès.

4. Le Crétacé, signalé par Franchi et Sacco dans ce secteur, a été étudié en 1959. Plus récemment L. Zappi [1960] a repris l'étude de détail des terrains de l'unité du col de Tende.

de celle-ci se redresse brusquement et forme les escarpements situés à l'E du Bric dell'Omo. Le flanc inverse, non visible au Sud-Ouest de la région étudiée où il est laminé ou bien masqué par les unités surmontant l'unité du col de Tende, apparaît au Nord-Ouest à hauteur de Tetto Fuss. Il est ici représenté par les calcaires marmoréens du Jurassique (cote 1166) qui reposent en série

inverse directement sur les couches très écrasées du Bartonien à *Nummulites striatus* qui forment la base du flysch. Ce flanc inverse se développe ensuite considérablement et forme au Nord-Ouest la Costa del Sapé. Cette zone synclinale paraît se relier à celle que R. Malaroda [1958] a mis en évidence à Valdieri. Plus au Nord-Ouest, Y. Gubler [1955] a décrit des formations analogues,

II. Complexe pincé entre l'unité du col de Tende et le Trias du Monte Vecchio.

Nous baserons notre étude sur les superpositions relevées dans le secteur de Santa Anna et nous suivrons les unités ainsi définies vers le Nord-Ouest.

A) SECTEUR DE SANTA ANNA. — Les descriptions stratigraphiques et tectoniques ainsi que l'examen des problèmes posés par celles-ci seront faites pour les trois secteurs constitués par le Vallone di Locia, le Bric Castea et le Valle Arpiola.

1. Secteur du Vallone di Locia.

a) Description des séries. Du Sud-Ouest au Nord-Ouest :

SÉRIE 1 : un flysch dont les niveaux calcaires offrent, selon M. Lanteaume, un faciès de Crétacé inférieur vient reposer sur le flysch de l'unité du col de Tende. Un niveau calcaire gréseux a fourni un Arénacé rappelant (d'après J. Sigal) *Pfenderina* du Valanginien.

— Ce flysch supporte des calcaires massifs bleus veinés de blanc que l'on trouve dans le torrent se jetant dans le Locia en 83,75-94,15. Ces calcaires contiennent par endroits un grand nombre de Radiolaires et de spicules et offrent un microfaciès crétacé supérieur. Ils passent latéralement à des formations à faciès flysch avec des bancs de calcaires à Globigérines qui constituent sur la Costa degli Arsenin les affleurements de la cote 1845. L'ensemble du calcaire et des flyschs est surmonté par une autre série flysch à laquelle les calcaires passent progressivement par l'intermédiaire de quelques bancs massifs de grès noirs à ciment calcaire visibles en 83,7-94,25. En 83,65-94,35, les calcaires du flysch renferment *Globotruncana gr. coronata* BOLL, *Gl. gr. angusticarinata* GAND., *Gl. sp.* (déterm. J. Sigal).

— Ce premier ensemble se termine par quelques mètres de couches microbréchiques brunâtres et des schistes sombres que nous avons attribué au Tertiaire inférieur sans pouvoir les dater.

Cette première série⁵, qui mesure 4 à 500 m d'épaisseur, présente une succession de microfaciès identique à celle des séries décrites par M. Lanteaume dans le bassin de Triora avec lesquelles nous la parallélisons.

SÉRIE 2 : comprend des calcaires en plaquettes blanchâtres à faciès crétacé supérieur, puissants de 3 m environ ; on ne peut en préciser les relations avec l'ensemble sous-jacent dont le macrofaciès est cependant nettement différent. La discontinuité de faciès est nette à la limite entre les deux séries.

SÉRIE 3 : est composée par un calcaire dolomitique blanc grisâtre à grain très grossier, attribuable par son faciès macroscopique au Trias. Son épaisseur est de 2 m.

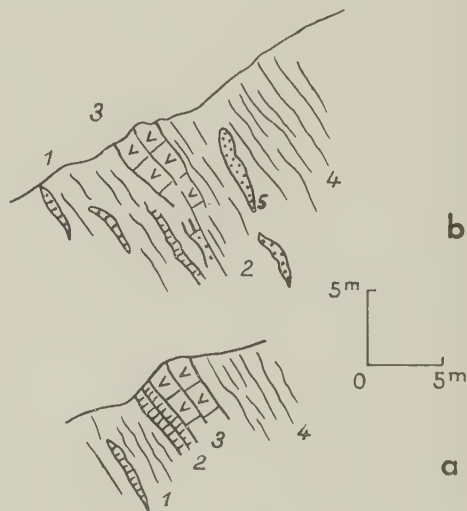


FIG. 3. — Coupes dans les ravins du secteur du Vallone di Locia.

1 : flysch (subflysch) de la série 1 ; 2 : calcschistes du Sénonien ; 3 : calcaire à cachet triasique ; 4 : flysch de la série 4 ; 5 : carngneules.

Ces deux séries 2 et 3 affleurent à l'altitude 1 380 m dans trois ravins en 83,8-94,4 ; 83,95-94,4 et 84,1-94,4 où le calcaire d'allure triasique de la série 3 repose sur la série 2 (fig. 3 a). Sur

5. Cette série paraît être plutôt un « subflysch » (Vassoevich) (terme pris dans le sens descriptif).

la rive droite du premier ravin cité (fig. 3 b), un calcaire à macrofaciès de Trias est lié à des calcschistes planctoniques renfermant des cargneules et datés du Sénonien supérieur par *Globotruncana arca*, *Gl. gr. stuarti stuartiformis* de LAPP., *Gl. gr. linnei* d'ORB. Les microfaciès du calcaire et des calcschistes sont identiques. L'examen des affleurements montre que les cargneules sont interstratifiées dans les calcschistes. L'hypothèse d'une injection due à des phénomènes tectoniques semble exclue, au moins pour une partie.

SÉRIE 4 : est une série à faciès flysch⁵.

Les schistes qui forment la majeure partie de celle-ci sont en général verdâtres et s'altèrent dans les tons mordorés ; parfois ils sont rouge cuivré. De nombreuses lentilles de quartz ou de grès brun-noir manganésifère, dont la longueur atteint 20 cm, s'observent dans cette série. Au microscope, des lits de quartz et des lits de mica (biotite plus ou moins chloritisée et muscovite) sont alignés parallèlement à la schistosité. Certaines paillettes de mica sont transversales à celle-ci ; d'autres sont tordues en U ; la plupart semblent étirées.

Une lame a montré, d'autre part, quelques grains de quartz, un feutrage de biotite et un ciment de chlorite et de séricite néogènes.

Les rares bancs de grès sont massifs et en général de couleur verte. Au microscope ils se révèlent être des microbrèches où prédominent le quartz et les feldspaths ; certains quartz sont entourés d'une auréole de zoïsite ; les feldspaths sont fortement séricitisés et la séricite qui est bien cristallisée envahit parfois le ciment calcaire. On trouve aussi de la chlorite détritique incolore et quelques muscovites entourées d'une auréole de séricite néogène. Enfin signalons la présence de fragments de micaschistes.

Les bancs de calcaire sont très rares dans cette formation. En 83,75-94,6, l'un d'eux a fourni *Globotruncana gr. lapparenti* BROTZ., *Gl. gr. coronata* GAND., *Gl. linnei* d'ORB.

Cette série épaisse de 50 m au minimum se retrouve sur la Costa degli Arseni où elle pend vers le Nord-Est, à cet endroit on peut relever la coupe suivante ; du Sud-Ouest au Nord-Est :

- | | |
|--|-----------|
| 1) calcaire bleu gréseux..... | 1 m |
| 2) calcaire gréseux gris-bleu et schistes brunâtres..... | 6 m |
| Affleurement masqué sur..... | 3,50 m |
| 3) calcaire bleu gréseux avec quelques intercalations schisteuses. Globigérines..... | 6 m |
| 4) couches schisteuses vertes et brunâtres passant latéralement à du calcaire bleu..... | 1,50 m |
| 5) calcaire bleuté en plaquettes avec intercalations schisteuses. <i>Globigerina</i> sp. ; <i>Globotruncana</i> gr. <i>coronata</i> GANDOLFI..... | 3,50 m |
| 6) série schisteuse à nombreux niveaux de grès micacés brunâtres avec quelques lentilles calcaires dont l'une renferme des prismes d'Inocérames, Gumbelines, Globigérines, <i>Globotruncana</i> | 6 m |
| 7) Calcaire dur bien lité, beige à grain assez fin. Passage progressif au niveau 6 : prismes d'Inocérames ; Gumbelines ; Globigérines ; <i>Globotruncana linnei</i> d'ORB., <i>Gl. gr. arca</i> . Ce calcaire est interstratifié dans des schistes et grès à niveaux manganésifères..... | 5 5 m |
| Affleurement masqué sur..... | 4 m |
| 8) Série schisteuse avec quelques niveaux brunâtres manganésifères. Présence de nombreux petits rhomboédres d'un minéral rougeâtre indéterminé..... | 20 à 25 m |
| Affleurement masqué sur..... | 5 m |
| Série calcaire du Bric Castea. | |

L'âge sénonien supérieur de la série est indiqué par *Gl. gr. arca* CUSH.

SÉRIE 5 : est formée par un liséré discontinu de cargneules de 1 m d'épaisseur environ.

SÉRIE 6 : est constituée par une bande de calcaire en plaquettes blanc jaunâtre à faciès crétacé supérieur dans laquelle des cargneules et des schistes verts sont interstratifiés. L'ensemble mesure 5 à 6 m d'épaisseur.

En 83,98-94,45 affleurent des calcaires à faciès jurassique qui paraissent pris dans la zone formée par les séries 5 et 6.

b) *Rapports entre les différentes séries décrites.*
L'existence d'un contact anormal entre les séries 1 et 2 peut être envisagée : la discontinuité de faciès est en effet nette entre ces deux séries.

La série 2 est équivalente de la série 6 (calcaire en plaquettes du Crétacé supérieur) ; elle englobe, au moins en certains points, la série 3 elle-même équivalente de la série 5 (calcaires et cargneules) (cf. fig. 5). Ces séries 2 et 3 (= 6 et 5) forment donc un même ensemble stratigraphique. Celui-ci est lié tectoniquement au Flysch de la série 4 qu'il enveloppe en synclinal. Les séries 2 à 6 paraissent tectoniquement indépendantes de la série 1. Ce fait renforce l'hypothèse émise ci-dessus de l'existence d'un contact anormal entre les séries 1 et 2.

Les rapports entre les séries 2 et 3 et la série 4 sont difficiles à préciser ; il n'y a pas de discontinuité de faciès à la limite de ces différentes séries qui sont liées tectoniquement. Cependant, le faciès des séries 2 et 3 est différent de celui de

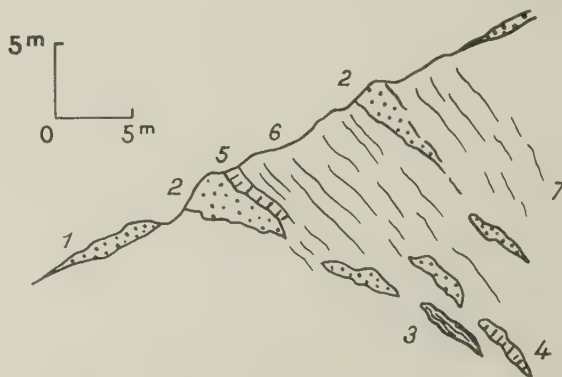


FIG. 4. — Coupe au S de Tetti Ramondin (84,65-94,2).

- 1 : terre végétale ; 2 : cargneule ; 3 : schiste épimétamorphique ; 4 : calcaire à cachet jurassique ; 5 : calcaire à *Globotruncana* ; 6 : flysch brunâtre avec calcaire à microfaciès crétacé et niveaux manganésifères ; 7 : flysch brunâtre à niveaux manganésifères.

la série 4. Toutefois, au S de Tetti Ramondin (84,65-94,2), on observe, au bord du chemin, un Flysch qui repose sur la série 1 et dont les élé-

ments présentent les caractères suivants (fig. 4) :

— Microbrèches brunâtres composées principalement de quartz et de feldspaths très séricitisés, quelquefois perthitiques; certains feldspaths renferment des grosses inclusions de quartz; quelques micas; ciment calcaire envahi par endroits par la séricite.

— Schistes brunâtres ou verdâtres avec lentilles de grès brun-noir manganésifère.

— Calcaire vert parfois schisteux, renfermant *Globo-truncana* sp. à la base.

— Éléments interstratifiés dans le flysch : cargneules jaunâtres bréchiques, calcaire non daté d'allure jurassique, schiste sériciteux et chloriteux montrant des lits parfois lenticulaires de quartz et de feldspaths perthitiques et des lits de phyllites constitués par un feutrage de séricite (et chlorite ?) néogène. Notons aussi quelques granules de zoizite ainsi que des concentrations locales de chlorite qui ont une forme oblongue.

Cette série flysch, datée aussi du Crétacé supérieur par *Globo-truncana* sp., présente des affinités avec les séries précédentes :

— comme dans l'ensemble des séries 2 et 3, des cargneules sont interstratifiées dans des calcschistes verdâtres;

— comme dans la série 4, les schistes renferment des niveaux manganésifères;

L'affleurement étant très circonscrit on ne voit pas ses rapports avec les séries décrites précédemment. Ses caractères montrent qu'il constitue peut-être un terme de passage entre l'ensemble (2 + 3) et la série 4.

c) *Problèmes posés par cette description.* L'interstratification de cargneules dans des calcschistes et calcaires sénoniens pose un problème nouveau⁶; deux interprétations de ce phénomène peuvent être proposées : ces cargneules peuvent être des blocs triasiques résédimentés dans la mer sénonienne à partir d'une zone continentale ou d'une zone sous-marine érodées; ou bien ce sont des produits d'altération subaérienne de dolomies formées pendant le Sénonien. (Dans ce cas, où est le gypse qui devrait accompagner les cargneules ?)

Dans l'état actuel de nos connaissances la première interprétation paraît séduisante. Il convient toutefois de rappeler ici la convergence de faciès entre les calcaires passant aux calcschistes de la série 3 et certains calcaires du Trias moyen. Mais la présence simultanée de lentilles de calcaire à cachet jurassique et de schiste sériciteux nettement épimétamorphique milite en faveur de la première interprétation. Admettre celle-ci conduit à penser que la mer sénonienne où se déposait cette série était relativement peu éloignée d'un continent ou s'étendait sur une zone dans laquelle du Trias et des formations épimétamorphiques étaient érodées. On ne connaît pas ac-

tuellement dans les séries autochtones, les unités en position sub-briançonnaises ou le Briançonnais lui-même, de série crétacée à faciès analogue. A moins que cette série ne soit une série sub-briançonnaise encore totalement inconnue, ceci implique que les couches des séries 2 et 3 se sont déposées dans une zone paléogéographique plus interne que celle où se sédimentaient les couches à faciès briançonnais externe.

— Plusieurs questions se posent à propos du flysch de la série 4.

En premier lieu, remarquons que la présence de phyllites et zoizite néogènes dénote peut-être un début de métamorphisme de la série. Il est toutefois difficile de faire à ce stade et dans ces formations écrasées la distinction entre une néogénèse diagénétique et une néogénèse métamorphique.

Si nous comparons en second lieu cette série avec d'autres connues dans les Alpes maritimes, deux possibilités s'offrent à nous : ce flysch représente un lambeau peut-être légèrement métamorphique du complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes; certains caractères sont en effet communs à ces deux séries (schistes rouges et verts, niveaux manganésifères, grès verts); ou bien c'est une formation différente de celle du complexe de base bien que présentant des caractères similaires. La première assimilation est tentante et, dans l'état actuel de nos connaissances, nous la choisissons tout en gardant la seconde présente à l'esprit; il faut noter en effet que nous n'avons pas trouvé ici d'Helminthoïdes et que cette série paraît un peu plus jeune (Sénonien supérieur) que celle du complexe de base (Turonien-Sénonien inférieur au sommet [Lanteaume et Haccard, 1960]). Notons toutefois que M. Lanteaume a signalé la rareté des Helminthoïdes dans ce dernier et qu'il n'est pas impossible que le faciès des couches du complexe de base envahisse localement les termes supérieurs de la série du Flysch à Helminthoïdes. Quelle que soit l'assimilation choisie ci-dessus les caractères de cette série montrent, dans l'état actuel de nos connaissances, que celle-ci ne peut provenir que d'une zone plus interne que le Briançonnais comme l'ensemble des séries 2 et 3. Le fait que les séries 2, 3 et 4 soient en indépendance tectonique complète sur les séries à « faciès de Triora » milite aussi en faveur de cette hypothèse. Des études détaillées poursuivies dans une région

6. D'autre part, la mise en évidence de l'âge sénonien de ces séries conduit à reconsidérer l'attribution au Carnien d'une série semblable pincée en synclinal dans les terrains briançonnais du Monte Murin (N de Limone Piemonte).

beaucoup plus étendue infirmeront cette hypothèse où la confirmeront ?.

Enfin, la question de la liaison entre les séries 2 et 3 et la série 4 mérite d'être examinée : en effet, si ces séries de même âge se révélaient liées stratigraphiquement, les problèmes posés par les séries 2 et 3 devraient être étendus à la série 4.

2. Série calcaire du Bric Castea.

a) *Stratigraphie*. Les coupes que l'on peut relever dans cette série hachée de failles sont situées du Sud-Est au Nord-Ouest : la première sous la croix de Santa Anna (84,8-94,3), la seconde sur le sentier conduisant de Tetti Ramondin à la Maira Mognin.

Nous avons pu identifier les terrains suivants :

— Bathonien⁸ : calcaire oolithique ou graveleux à *Meyendorffina*, *Trocholina*, Algues pelotonnées, Dasycladacées. Épaisseur minimale..... 8 m

— Callovo-Oxfordien : calcaire finement graveleux re-cristallisé avec quelques débris.

Daté par encadrement..... 5 à 6 m

— Malm supérieur : calcaire massif à *Globochaete*, Saccocomidés, Radiolaires, débris d'Echinodermes. Faciès rappelant par endroit le faciès de Guillestre... 20 m env.

— Néocomien et Crétacé moyen : avec quelques doutes nous attribuons au Néocomien des calcaires bleu foncé en petits bancs qui renferment des Arénacés de grande taille et qui surmontent les calcaires précédents⁹... 2 à 3 m

Remarquons toutefois que ces couches néocomiennes furent par endroit érodées sous la mer après leur dépôt. En effet, vers la Croix de Santa Anna, la surface bosselée et indurée du Malm est surmontée par un calcaire jaunâtre graveleux à microbréchique avec paillettes de calcite. Ce calcaire renferme des débris d'Echinodermes et d'Ostracodes, des Valvulinidés, de nombreux Trochaminidés et quelques *Gaudryinella pseudoserrata* qui, selon J. Sigal, se rencontrent dans l'Albo-Aptien. Il renferme aussi quelques Globigérines ainsi que des *Conorotalites*. Nous attribuons donc au Barrémo-Aptien ce placage calcaire qui présente aussi le microfaciès régional du Crétacé moyen..... 40 à 4 cm

— Sénonien : calcaire en plaquettes avec *Globotruncana cf. turbinata* var. *stefani* MORNOD, *Gl. gr. lapparenti* BROZEN, *Gl. gr. coronata* GAND., *Gl. schneegansi* SIGAL. *Gl. linnei* D'ORB., prismes d'Inocérames. Nous verrons ci-dessous les réserves à faire quant à l'attribution de ce Sénonien à la série du Bric Castea (voir aussi P. Fallot et M. Lanteaume [1955])..... 10 à 15 m

La série stratigraphique du Castea, incomplète par endroits, présente certains caractères des séries calcaires de Triora... [Lanteaume, 1958] avec lesquelles nous la parallélisons, pour le moment du moins.

b) *Tectonique* (fig. 5). Des abords de Santa Anna au Sud-Est jusqu'à la Maira Mognin au Nord-Ouest, l'unité du Bric Castea se présente comme un entablement tronçonné par des failles transversales en escalier.

La structure de l'éperon du Bric Castea lui-même est plus complexe. Elle est constituée par des plis écaillés déversés vers le Sud. Ceux-ci sont difficiles à reconstituer en raison de l'érosion des charnières et de la datation incertaine de quelques couches (cf. coupes transversales fig. 5, couches 8 et 9).

Les positions relatives des autres unités et de celle du Castea sont indiquées par la figure 5. La couverture végétale et les éboulis provenant des falaises du Castea masquent les contacts. Le seul endroit où l'on puisse voir le contact avec les unités sous-jacentes est situé à l'E de Tetti Ramondin (84,8-94,3). Les couches calcaires non datées qui supportent ici le Bathonien reposent sur des couches schisteuses et des grès brun-noir superposés eux-mêmes à des calc-schistes à microfaciès crétacé pouvant représenter les séries 2 et 3.

3. *Secteur du Vallone Arpiola* (fig. 5). Sur le revers du Castea vient reposer un flysch noir qui renferme des noyaux de calcaire bleu à faciès nummulitique qui ont fourni quelques Orthophragmines. Le torrent a creusé son lit dans une zone écrasée qui traverse ce flysch. Cette zone est marquée par un liséré de cargneules que l'on trouve à Tetti Gianet (85-94,5) et sur la rive gauche du torrent de 1 240 à 1 500 m d'altitude. Ce liséré s'accompagne de calcaire écrasé offrant un microfaciès crétacé, ainsi que de couches schisteuses vertes. Près du confluent situé en 83,9-95,05affleure un paquet de calcaire jurassique supérieur, avec *Globochaete* et Calpionnelles déformées qui forme une petite écaille coincée dans la zone broyée ; celle-ci est ici représentée par des couches schisteuses rouge cuivré et des grès verts de faciès analogue, selon P. Fallot et M. Lanteaume [1957], à celles trouvées par ces auteurs dans le secteur des Selles Vieilles au contact du Briançonnais. Cette série offre le même faciès que celle du complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes¹⁰. Le Sénonien quiaffleure sur le Colle Arpiola, et que nous avons

7. Il est à noter ici que, au NW du secteur étudié, on retrouve des lambeaux de Flysch offrant le faciès de la série 4 et cela au moins jusqu'à la transversale de Roaschia, c'est-à-dire sur une dizaine de kilomètres. Ces lambeaux sont liés à des calcaires jurassiques et à des schistes calcaires renfermant des cargneules jaunes.

8. Le Bathonien repose par endroit sur des calcaires que nous n'avons pu dater.

9. On observe par endroits quelques petits galets calcaires au contact.

10. Comparaison faite par M. Lanteaume au cours d'une course commune.

décrit plus haut à propos de la série du Castea, constitue sans doute une écaille pincée dans la zone broyée.

Notons l'analogie de ce secteur avec celui situé au S du Castea (séries 2 à 6) : association de schistes rouges et verts, cargneules, Crétacé, Jurassique.

L'ensemble est séparé du Trias du Monte Vecchio qui le surmonte au Nord-Est par un nouveau liséré de cargneules, visible en particulier à la Maira Volpighera (cote 1468) et au carrefour des chemins en 585-94,9. L'ampleur du chevauchement du Monte Vecchio ne peut être évaluée à cet endroit.

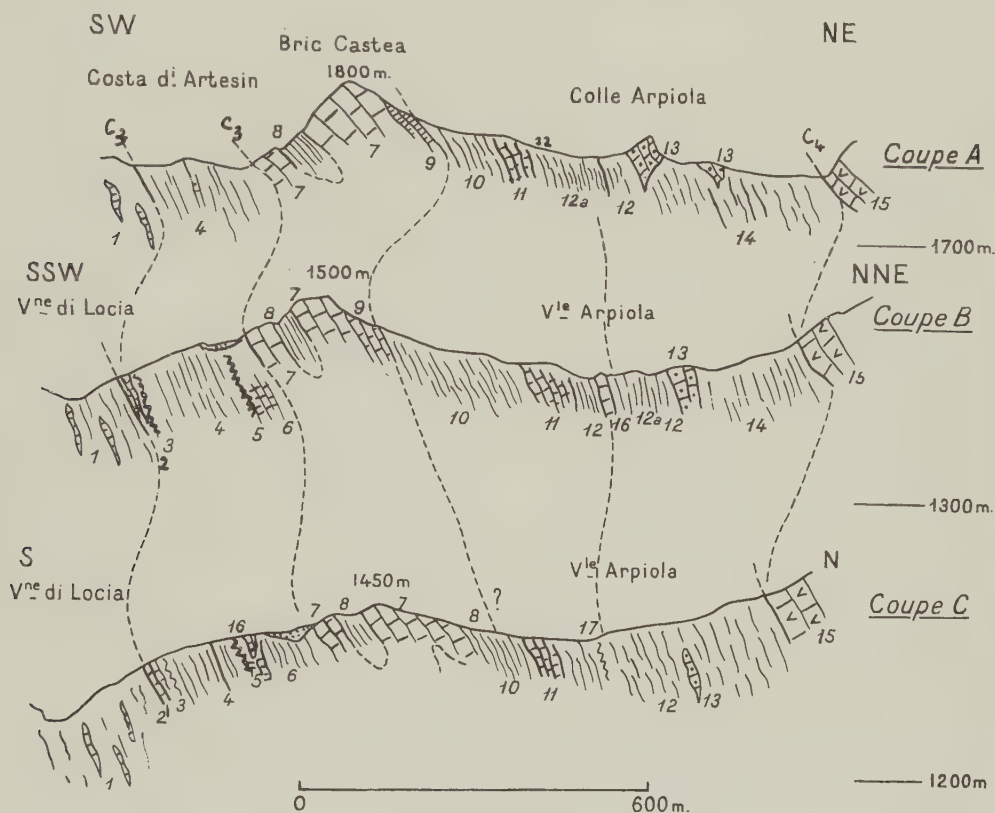


FIG. 5. — Coupes dans le secteur de Vallone Arpiola (traces A, B, C marquées sur la carte fig. 1).

1 : flysch (subflysch) de la série 1 ; 2 : série 2 ; 3 : série 3 ; 4 : flysch de la série 4 (faciès du complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes) ; 5 : série 5 ; 6 : série 6 ; 7 : Jurassique supérieur ; 8 : Néocomien ? ; 9 : Bathonien ? ; 10 : schistes noirs ; 11 : Sénonien ; 12 : flysch avec schistes rouges (12 a) et grès verts (faciès du complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes) ; 13 : calcaire à petites Nummulites et à Discoeyclines ; 14 : flysch (subflysch) avec niveaux calcaires à microfaciès crétacé et avec noyaux de calcaire 13 ; 15 : Trias à faciès briançonnais du Monte Vecchio ; 16 : Jurassique supérieur ; 17 : cargneules.

B) PROLONGEMENT VERS LE NORD-OUEST DES UNITÉS AINSI DÉFINIES. — Sur la Costa degli Artesin, le flysch de la série 1 repose directement sur celui de la série 2. Les pentes qui dominent le village de Tetto Folchi au Nord-Ouest sont formées par un flysch présentant les caractères de la série 1. Il est impossible de distinguer avec certitude le flysch de la série 4. A hauteur de Tetto Fuss, le flysch crétacé prend en écharpe le flanc inverse du synclinal du Sapé.

— Sur la Costa degli Artesin la série du Castea paraît reposer directement sur le flysch de la série 4. On trouve au Nord-Ouest un dernier témoin de cette série au sommet du ravin creusé par le Vallone dell Arpiola en 83,3-95,6. Cet affleurement, qui montre du Bathonien et du Malm en série normale, est supporté par du flysch à couches rouges représentant l'équivalent latéral de la série 4.

La série du Castea s'effile donc vers le Nord-

Ouest et le flysch noir qui la surmontait dans la région de Santa Anna vient à la Maira Tempic reposer sur un flysch crétacé à faciès du flysch 1. Flyschs crétacés datés et série calcaires semblent perdre de l'importance vers le Nord-Ouest. Toutefois ils paraissent se développer à nouveau dans

la région du Bec Martinez où la série calcaire de Tetti Sofranin (Rio Secco) représente peut-être l'équivalent latéral de la série du Castea.

— Vers le Nord-Ouest, la zone d'écrasement disparaît sous les éboulis.

Conclusions.

Plusieurs conclusions se dégagent de cette description.

1) L'unité du col de Tende, très réduite à hauteur du col de Tende même, prend une importance grandissante vers le Nord-Ouest en même temps que ses couches crétacées se développent considérablement.

2) Les flyschs réputés tertiaires qui surmontent l'unité du col de Tende sont en réalité d'âge crétacé supérieur et sont charriés sur l'unité précédente. On peut, pour le moment, attribuer au flysch supérieur une origine interne¹¹; ce flysch est enveloppé par une série de calcschistes sénoniens incluant des cargneules¹².

3) L'unité du Bric Castea présente une série stratigraphique réduite en épaisseur, mais assez complète. Elle s'effile probablement passagè-

rement vers le Nord-Ouest en même temps que les flyschs datés du Crétacé.

4) On retrouve ici la zone broyée des Selles Vieilles au contact du Trias du Monte Vecchio.

5) Des problèmes nouveaux se posent, tels que celui du métamorphisme éventuel de la série 4 et celui des relations entre cette série et des calcschistes sénoniens renfermant des cargneules et des schistes épimétamorphiques.

Telles sont les données que l'on peut actuellement dégager de l'étude de cette région.

11. Des copeaux de ce même flysch flottent sur la partie nord-occidentale du massif du Marguareis [Guillaume, 1960].

12. Remarquons que le fait que ces séries probablement internes soient pincées dans les unités « sub-briançonnaises » implique d'importants mouvements datant de la fin de leur mise en place ou d'une phase tectonique ultérieure.

Bibliographie.

- CONTI S. et ROVERETO G. (1951). — Geologia del gruppo du Monte Besimanda (Alpi marittimi Liguri) e moderni problemi di tettonica e di Petrogenesi. *Mem. Ac. naz. Lincei*, Cl. Sc. fis., mat. e nat., ser. VIII, vol. III, fasc. 3, 10 p., 10 pl.
- FALLOT P. et LANTEAUME M. (1955). — Le col de Tende et le bassin du Rio Freddo (feuilles Le Boréon, Viève et Tende au 50 000^e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Coll. Camp. 1954, t. LII, n° 246, p. 45-75.
- (1957). — Feuilles Le Boréon (7-8) et Viève (5-6) au 50 000^e. *Ibid.*, C. R. Coll. Camp. 1956, t. LIV, n° 250, p. 35-66.
- FAURE-MURET A. et FALLLOT P. (1954). — Sur le Secondaire et le Tertiaire aux abords sud-orientaux du massif de l'Argentiera-Mercantour (feuilles de Saint-Martin-Vésubie, Tende et Viève au 50 000^e). *Ibid.*, C. R. Coll. Camp. 1953, t. LII, n° 241, p. 283-319.
- FAURE-MURET A., FALLLOT P. et LANTEAUME M. (1957). — Sur les conglomérats Lutétiens de la région de Tende et de la Brigne (Haute Roya). *C. R. Ac. Sc.*, t. 244, p. 1977-1982.
- GUBLER Y. (1955). — L'Éocène subbriançonnais au NE du massif d'Argentiera. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 82-86.
- GUILLAUME A. (1959). — Géologie de la dorsale comprise entre la Vermentagna et le Val Grande et du massif Bric dell'Omo-Monte Sapé (Province de Cuneo-Italie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 250, p. 561-563.
- (1960). — Découverte de copeaux de flysch charrié sur la partie nord-occidentale du massif du Marguareis (Alpes maritimes franco-italiennes). *Ibid.*, t. 250, p. 2731-2732.
- LANTEAUME M. (1958). — Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 651-674.
- LANTEAUME M. et HACCARD D. (1960). — Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes. *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 2733.
- MALARODA R. (1957). — Studi geologici della dorsale montuosa compresa tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso. *Mem. Ist. geol. e Min. Univ. Padova*, vol. XX.
- ZAPPI L. (1960). — Il Cretaceo subbrianzonese dell'alta Val Grande (Alpi Marittime). *Rdc. Ac. naz. Lincei*, ser. VIII, vol. XXVIII, p. 876-882.

Esquisse géologique de la bordure occidentale de la plaine d'Argos (Péloponèse, Grèce)

par Jean DERCOURT*.

Sommaire. — Sur le bord sud-est de la plaine d'Argos, la nappe du Pinde est chevauchée par une série calcaire néritique dite série de l'Aspis ; hors ce petit affleurement la plaine est bordée à l'Ouest par la nappe. Une fenêtre y est creusée qui amène à l'affleurement, l'autochtone et le socle métamorphique de celui-ci. Les rapports tectoniques entre ces différentes séries sont examinés. Les différentes phases ayant affecté les séries sédimentaires sont indiquées.

La plaine d'Argos est située entre la péninsule d'Argolide à l'Est et les montagnes d'Arcadie à l'Ouest. Elle masque les rapports existant entre des ensembles différents ; en effet : à l'Est, l'Argolide septentrionale et orientale appartient à un domaine ayant des caractères sédimentaires (faciès néritique) et tectoniques (structure orientée E-W) totalement différents de ceux de la bordure occidentale de la plaine (frontière argolido-arcadienne) ; une nappe à matériel essentiellement pélagique (nappe du Pinde) y chevauche un autochtone à faciès néritique (zone de Tripolitza) ; autochtone et allochtone ayant des structures orientées N-S. La plaine d'Argos est installée entre ces domaines et l'étude de ses bordures est donc intéressante *a priori*.

CADRE STRUCTURAL. — Toutes les collines calcaires, immédiatement au contact de la plaine (du Nord au Sud : Mega Oros, Bachriami, Pirjiossa), appartiennent à la série du Pinde qui forme une nappe charriée sur la série de Tripolitza. Une fenêtre est entaillée dans la nappe à 15 km à l'W d'Argos (collines du Mavrovuni) ; on y peut observer tant la couverture métamorphique que le socle de l'autochtone ; en outre, à Argos même, et au N de la plaine (Dervenachia), la nappe du Pinde est chevauchée par de nouveaux ensembles (celui de l'Aspis à Argos et celui du Trapezona à Dervenachia) qui forment une partie importante des montagnes argolidiennes à l'E de la plaine d'Argos. A Dervenachia, on observe même le chevauchement direct de la série du Trapezona sur la série de Tripolitza, de sorte que la nappe du Pinde se trouve en ce point totalement cicatrisée entre son autochtone et

l'unité supérieure du Trapezona ; d'où il résulte que la nappe du Pinde est totalement flottante dans le Péloponèse [Dercourt, 1960].

J'examinerais ici un peu plus longuement chacune de ces unités tectoniques et leurs rapports, laissant de côté les études plus précisément stratigraphiques.

A) L'AUTOCHTONE. — Dans la fenêtre des collines du Mavrovuni, l'autochtone forme un vaste affleurement centré sur le petit village de Mazy situé sur le flanc oriental de l'Artemision. Le substrat métamorphique et sa couverture sédimentaire affleurent.

1. *Le socle métamorphique de l'autochtone.* Les collines au S de Mazy sont constituées de mica-schistes qui ont été étudiés par Phillipson [1891] puis par Blumenthal [1933]. Ces roches métamorphiques représentent le substrat des terrains sédimentaires de l'autochtone. La base de ceux-ci est écrasée, ce qui indique qu'ils ont été décollés et ont légèrement glissé sur ce substrat. Le phénomène est sans aucun doute imputable au charriage de la nappe du Pinde qui, non seulement écrase la couverture de l'autochtone, mais encore l'entraîne quelque peu dans son ensemble. Ces phénomènes sont très locaux : Mazy dont il vient d'être question, et au Nord-Est le massif de la Dourdouvana près de la plaine de Fénéou.

2. *La couverture sédimentaire* (série de Tripolitza). Elle forme un anticlinal lourd dont le flanc occidental est très souvent complet, alors que le flanc oriental est parfois presque totalement faillé, la nappe charriée n'étant alors sé-

* Note présentée à la séance du 19 décembre 1960.

parée du socle métamorphique que par un liséré de mylonites, les monts du Mavrovuni correspondent à la terminaison périclinale ou, du moins à l'affectation axiale d'un vaste anticlinal qui se poursuit au Nord-Ouest jusqu'à la plaine de Fé-

néou, hors de la région étudiée, où il devient chevauchant.

Le flanc occidental de l'anticlinal montre une succession normale. On y trouve la série de Tripolitza typique telle qu'elle a été décrite par ail-

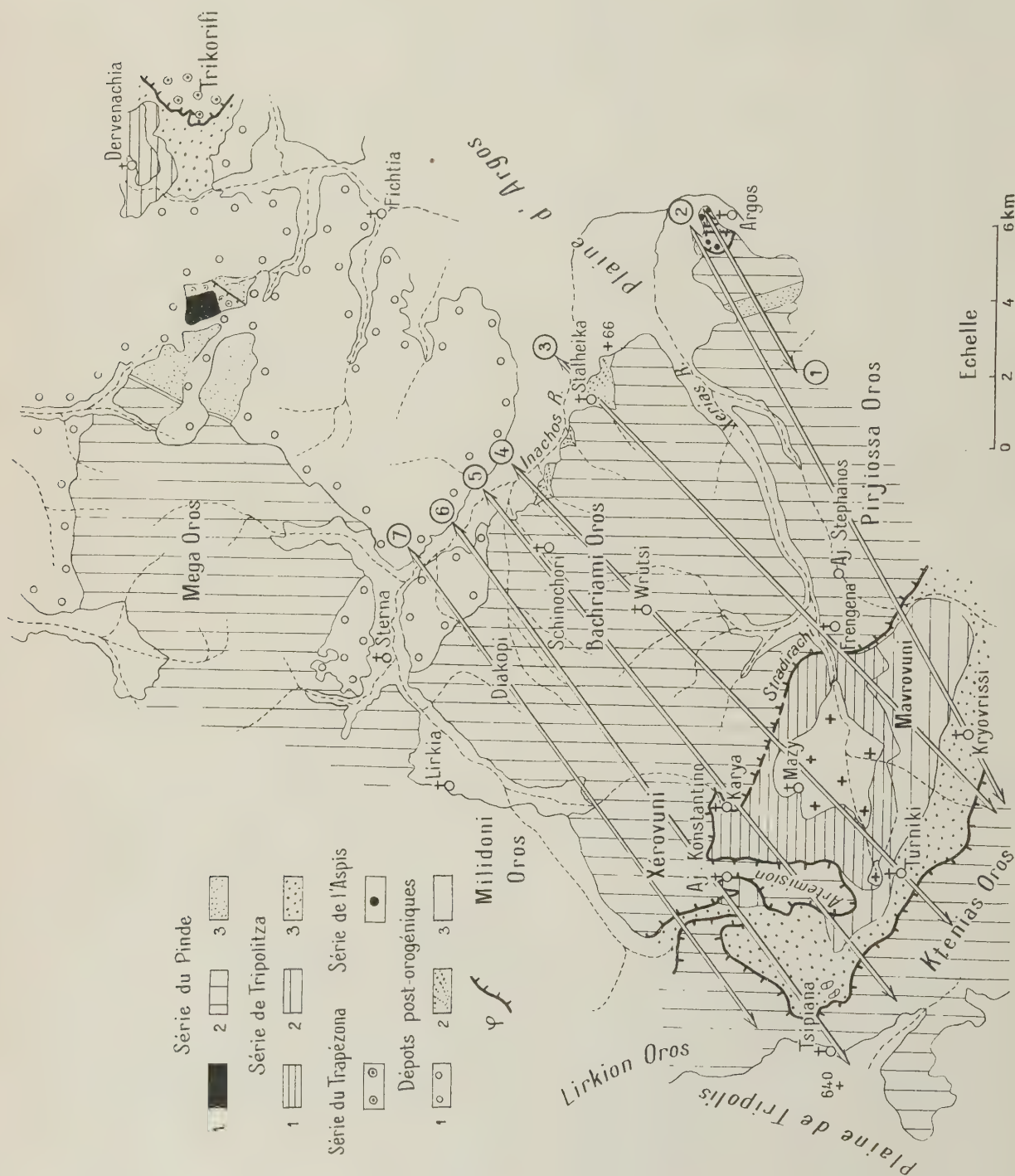


FIG. 1. — Esquisse géologique de la bordure occidentale de la plaine Argos.

Série du Pinde. 1 : radiolarites ; 2 : calcaires en plaquettes ; 3 : flysch. — Série de Tripolitza. 1 : calcaires gris ; 2 : calcaires à Rudistes et calc. à Nummulites ; 3 : flysch. — Dépôts post-orogéniques, 1 : Pliocène ; 2 : cônes torrentiels ; 3 : Quaternaire ; φ : Contact anormal.

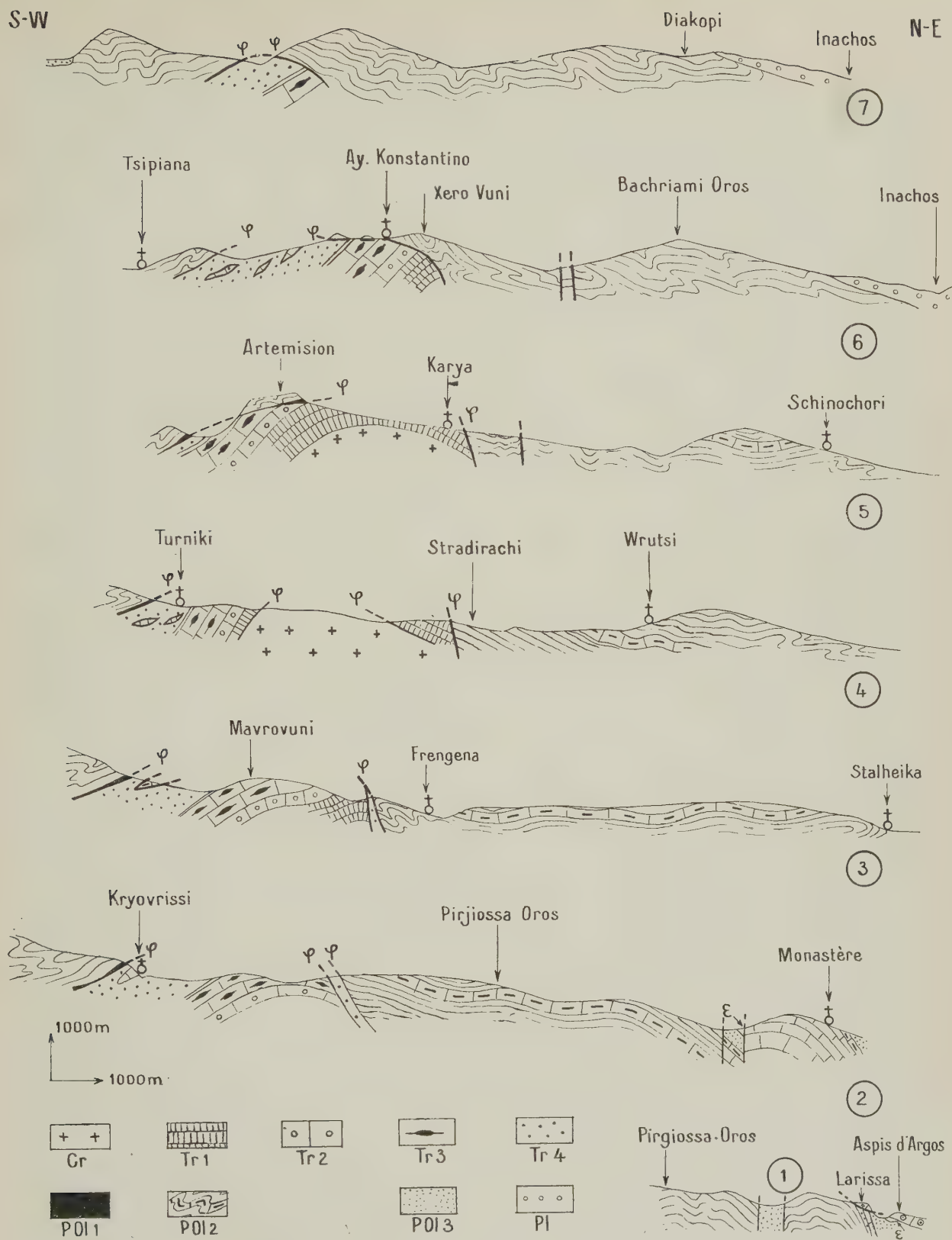


FIG. 2. — Coupes.

Série de Tripolitza. Cr : Cristallin ; Tr₁ : Calcaires gris du Jurassique-Crétacé inférieur ; Tr₂ : calcaires à Rudistes ; Tr₃ : calcaires à Nummulites ; Tr₄ : flysch. — Série du Pinde. POI₁ : radiolarites ; POI₂ : calcaires en plaquettes ; POI₃ : flysch ; PI : Pliocène.

leurs, cependant trois caractères doivent être notés :

a) un très grand nombre de lambeaux de la série de Tripolitza et même, plus rarement, de la série pindique sont emballés dans le flysch de Tripolitza. Il s'agit sans doute, comme l'a suggéré Blumenthal dès 1933, de lambeaux de poussée arrachés par la nappe au cours de sa progression. Ces lambeaux, dont certains ont la taille d'une maison, étant noyés dans un flysch à stratification invisible. J'y ai trouvé des blocs de calcaire à Rudistes, des blocs de calcaires à Nummulites c'est-à-dire des éléments de la couverture sédimentaire de Tripolitza, aussi bien que des blocs de calcaire pélagique en plaquettes et à silex c'est-à-dire des lambeaux de la série du Pinde ;

b) les calcaires à Nummulites du Lutétien-Priabonien inférieur sont macrobréchiques, la brèche est monogénique, les blocs et le ciment contenant la même microfaune ;

c) de très petits niveaux d'argiles bauxitiques sont accumulés dans des poches à l'intérieur de la masse des calcaires nummulitiques (renseignement oral de M. Tataris).

Le flanc oriental faillé est presque totalement absent, réduit à quelques mètres ou, au plus, quelques centaines de mètres de calcaires gris attribués ailleurs au Jurassique-Crétacé inférieur ; la dolomitisation est intense là où la roche ne se présente pas à l'état de véritables mylonites.

Au Sud, la colline du Mavrovuni est tout entière une terminaison périclinale du pli considéré. On peut y confirmer des observations faites sur les flancs orientaux et occidentaux de l'anticlinal : à l'W du Mavrovuni la nappe repose sur le flysch de l'autochtone, au Sud sur les calcaires à Nummulites, à l'Est sur les calcaires à Rudistes et même sur les calcaires gris du Jurassique-Crétacé inférieur. Sur le flanc est, une languette de flysch écrasé sépare la nappe de l'autochtone et passe sans discontinuité aux flyschs du flanc occidental de l'anticlinal. Plus au Nord, elle s'amincit et finit par disparaître. Les calcaires pindiques sont alors par faille directement au contact des calcaires gris, comme cela a été décrit sur le flanc oriental.

Immédiatement au N du village de Mazy, un lambeau de la nappe du Pinde, le massif du Xérovuni, est conservé dans un ensellement de l'axe anticlinal que nous venons d'examiner.

B) L'ALLOCHTONE. — L'autochtone de Tripolitza est chevauché par deux unités :

— d'une part, la nappe pindique qui affleure sur la quasi-totalité de la région étudiée ici ;

— d'autre part, cette nappe du Pinde elle-même est chevauchée à l'Est par des séries à faciès néritique (Aspis et Trapezona).

1. *La nappe pindique.* La nappe à matériel pindique présente une allure relativement calme à grande échelle ; cette allure générale est bien mise en évidence par quelques bancs calcaires très épais qui ressortent nettement sur les flancs du massif. On observe ainsi que la nappe a des pendages relativement peu importants, presque horizontaux ; ici ou là, des replis sont cependant bien visibles ; à titre d'exemple, citons un anticlinal déjeté qui existe sur le bord immédiat de la plaine d'Argos au S de celle-ci et qui a une direction NW-SE. Il existe également un certain nombre de couloirs faillés dans la masse de la nappe du Pinde, nous ne les décrivons pas ici.

Cette tectonique n'est cependant qu'apparemment calme ; en effet, dans les couches néocrétacées, chaque banc calcaire est parcouru par une multitude de filonnets de calcite macrocristalline à cristaux en mosaïque, témoignage d'un effort tectonique intense. L'opposition entre une tectonique calme à grande échelle et intense à l'échelle du banc doit être mise en liaison avec une particularité de la nappe dans la région étudiée. La masse chevauchante est presque tout entière attribuable au Campanien-Maestrichtien ; il y a bien, beurrant la surface du charriage, quelques petits niveaux de radiolarites qui sont attribués ailleurs au Jurassique-Crétacé inférieur, mais on observe ici, ni les séries sous-jacentes et sus-jacentes à ces radiolarites, ni la base de l'ensemble des calcaires en plaquettes néocrétacés. Il y a donc eu laminage de la quasi-totalité des radiolarites et, très vraisemblablement, d'une partie importante de la base des calcaires en plaquettes.

2. *Les nappes du Trapezona et de l'Aspis.* Au N de la plaine d'Argos, les collines de Dervenachia ont été étudiées par Blumenthal [1933] et par moi-même [1960 b]. On y constate que des calcaires de faciès néritique, appartenant à la série du Trapezona, chevauchent la nappe et même l'autochtone de celle-ci (série de Tripolitza), c'est-à-dire qu'au N de la plaine, la nappe se trouve cicatrisée ; il s'ensuit que la nappe du Pinde est entièrement flottante dans le Péloponèse puisqu'on la voit reposer partout sur la série de Tripolitza qui apparaît en fenêtre à l'avant de la nappe (Skolis, J. Dercourt [1959]). Sa portée est donc de 110 km au minimum, cette distance étant exactement celle séparant Dervenachia du Skolis.

Au SW de la plaine, la ville d'Argos s'appuie sur les deux célèbres collines de l'Aspis à l'Est

et de la Larissa à l'Ouest séparées par un col. La Larissa est faite en matériel pindique mais est coiffée par une klippe de calcaires graveleux à Rudistes entiers, l'Aspis est une masse calcaire surbaissée de même faciès contenant des faunes d'Orbitolines (de Barrémien à Cénomaniens). Au col taillé entre les deux collines, affleure du flysch qui, à la base septentrionale de la Larissa, passe sans discontinuité aux couches calcaréo-gréseuses à *Globotruncana* maestrichtiennes, elles-mêmes reposant stratigraphiquement sur des calcaires en plaquettes du Pinde, le flysch du col appartient donc à la série pindique. Cette série sédimentaire de l'Aspis est de cachet plus interne que la série du Pinde ; rappelons que dans celle-ci on ne rencontre jamais de calcaires récifaux à Rudistes et que, du Barrémien au Vraconien, les différents étages sont représentés par des niveaux terrigènes, échos d'une orogénèse orientale. Ces faciès de l'Aspis s'apparentent à ceux du Trapezona, mais dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible d'affirmer que le massif du Trapezona et celui de l'Aspis appartiennent à une seule et même unité ; à titre transitoire, je parlerai de série de l'Aspis, ce terme devant être soit abandonné au profit de celui de Trapezona, soit être érigé en un domaine paléogéographique qu'il faudra alors situer.

Quoi qu'il en soit, au N et au SW de la plaine d'Argos, la nappe du Pinde est chevauchée par un nouvel ensemble dans lequel il faudra peut-être établir des distinctions qui ne seront, en tous cas, que des distinctions de détail.

CONCLUSIONS. — 1. *Portée de la nappe*. L'existence d'une nappe du Pinde-Olonos a été, depuis longtemps, mise en évidence par les pionniers que furent A. Phillipson [1898], L. Cayeux [1903], C. Renz [1915], M. Blumenthal [1933]. Récemment, à la suite de levés précis, J. H. Brunn [1956] et J. Aubouin [1955-1958] reprirent la tectonique de la Grèce septentrionale et centrale. Ils y ont montré que la nappe du Pinde était une nappe de couverture dont la portée minimale dans le Pinde méridional atteignait environ 30 km. Dans la région faisant l'objet de cette note, il est possible de préciser que la nappe est susceptible d'avoir une portée beaucoup plus grande ; en effet, on observe des fenêtres dans lesquelles affleure l'autochtone de Tripolitza-Gavrovo, 110 km à l'E du front de la nappe, ce qui n'impose nullement que le Pinde soit plus ou moins charrié ici qu'il ne l'est en Grèce continentale, mais résulte seulement du fait que grâce à une érosion intense, post-pliocène, une mesure directe est possible.

En outre, en Argolide, on observe la « ferme-

ture » du sillon, ce terme étant pris dans un sens tectonique. On constate, en effet, près de Dervenachia, que la marge orientale du sillon (série du Trapezona = prolongement du Parnasse) chevauche la marge occidentale (série de Tripolitza = série du Gavrovo), donc, en cet endroit, le sillon est fermé ou du moins la nappe du Pinde est cicatrisée ; cependant, il est possible que sous la série du Trapezona se trouve encore une partie du matériel de la nappe, auquel cas la cicatrice de Dervenachia serait purement tectonique ; lorsque je dis que le sillon est fermé, cela ne signifie pas nécessairement que son matériel sédimentaire ait été entièrement éjecté, cela signifie que les bords du sillon se touchent.

2. *Les phases tectoniques successives*. J'ai pu, dans le cadre de la région étudiée, mettre quatre phases tectoniques en évidence. Certaines d'entre elles ont un intérêt qui n'est peut-être que local (valable pour le Péloponèse seulement) ; d'autres ont une valeur générale pour l'ensemble des zones helléniques externes et sont depuis longtemps connues ; ces dernières mettent en place la nappe et peuvent ici être examinées avec une grande précision.

a) *Phase locale. Mouvements épirogéniques de l'autochtone* : avant, puis au cours du dépôt des calcaires à Nummulites, l'autochtone a été affecté de mouvements verticaux de faible ampleur : des bauxites en très petites poches se rencontrent dans la série de Tripolitza ; ils ont pour toit des calcaires à Nummulites ; ceux-ci sont, d'autre part, par places, macrobréchiques.

b) *Phase générale. Charriage de la nappe* : selon des modalités qui seront envisagées plus loin, la nappe du Pinde a été charriée sur le haut-fond de Tripolitza ; elle était détruite au cours de son avancée : les niveaux conglomératiques sont beaucoup plus importants dans le Péloponèse occidental (E du massif du Skolis) que dans la région étudiée où seuls un ou deux bancs conglomératiques ont été observés.

— *Mouvements pliants et cassants, postérieurs à la mise en place de la nappe* : ces mouvements sont très nettement décelables dans la région étudiée ; une klippe du Pinde chapeaute le haut-sommet de la célèbre montagne d'Artémis (l'Artémision Oros formant la plus haute cime de la bordure de la plaine d'Argos) ; une faille importante limite le flanc oriental de la fenêtre de Mazy et le Xérovuni. Ces faits impliquent l'existence d'un mouvement affectant l'autochtone et la nappe sus-jacente postérieure à la mise en place de celle-ci. Cette phase, qui confère aux bancs leur pendage actuel, est donc très tardive.

— *Mouvements épirogéniques post-pliocènes* : dans le Péloponèse, plus qu'en Grèce continentale, le Pliocène se trouve porté par un jeu de failles à des altitudes très importantes (1 000 m dans la région de Malandrèni à l'E du Mega Oros). Ces dépôts ne sont pas plissés, ils ont un pendage faible, orienté généralement vers le Sud.

3. *Mise en place de la nappe du Pinde*. En Grèce continentale et dans le Péloponèse, à l'W de la région étudiée, la nappe repose sur le flysch de Tripolitza ; donc, on est conduit dans ces régions à considérer que l'autochtone ne présentait ni une tectonique ni une morphologie antérieures au charriage. Certes, on peut observer que des mouvements tardifs immédiatement postérieurs ou franchement postérieurs à la mise en place de la nappe se sont produits. Ils déterminent des structures de grandes dimensions, reprenant ultérieurement l'autochtone et la nappe d'où résultent des fenêtres dans celle-ci (Ménalon) ou des festons du front de nappe (Grèce septentrionale en face du massif du Gavrovo). Il est possible de voir ici le comportement de l'autochtone après le début du resserrage et avant le déferlement de la nappe. Dans la région étudiée, on constate que l'autochtone a été affecté de mouvements prémonitoires très antérieurs à la mise en place de la nappe, indépendante de celle-ci (phase intracalcaire à Nummulites).

Dans le Péloponèse, les mouvements épirogéniques post-pliocènes ont permis aux agents de

l'érosion, d'une part de mettre à nu les calcaires pindiques néocrétacés en déblayant le flysch sus-jacent, d'autre part de creuser des fenêtres dans la nappe. On peut ainsi observer le contact direct des calcaires en plaquettes et de la couverture sédimentaire de l'autochtone ; ce fait demande à être expliqué car, plus à l'Ouest, entre la série de Tripolitza et les calcaires pindiques néocrétacés, s'intercalent les niveaux inférieurs (triasique, jurassique, éo- et mésocrétacé) de la série du Pinde ; à titre d'hypothèse de ce travail, je supposerai qu'au cours du charriage de la nappe sur l'autochtone, les niveaux plastiques de la série pindique se sont écoulés plus vite que les niveaux rigides et qu'ils se sont accumulés à l'avant de la nappe formant ainsi les massifs à écailles très serrées de l'Erimanthos et du Petrinitza [Dercourt, 1960 a). Tout se passe comme si les niveaux plastiques avaient flué à l'avant de la carapace chevauchante, la majeure partie des niveaux rigides suivant, mais avec retard, de façon telle qu'ils sont aujourd'hui au contact direct de l'autochtone comme on l'observe dans la région étudiée ici.

Donc, la bordure occidentale de la plaine d'Argos présente un intérêt capital pour la compréhension de la géologie du Péloponèse puisqu'on peut observer et suivre l'évolution d'un sillon, le serrage et la fermeture ou cicatrice de celui-ci entre les rides qui le bordent, le déferlement de tout ou partie du matériel qui le comble.

Bibliographie.

- AUBOUIN J. (1955). — Une coupe du Pinde méridional entre la Thessalie et l'Épire (Grèce). *B. S. G. F.*, (6), V, p. 143-154.
- 1959. — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale, les confins de l'Épire et de la Thessalie. Thèse, 1958. *Ann. géol. Pays helléniques*, t. X.
- BLUMENTHAL M. (1933). — Zur Kenntniss des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. *Neues Jahrb. Min.*, Bd 70, Abt B, p. 449-514.
- BRUNN J. H. (1956). — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Thèse, 1955. *Ann. géol. Pays helléniques*, t. VII.
- CAYEUX L. (1903). — Phénomènes de charriage en Méditerranée occidentale. *C. R. Ac. Sc.*, t. 136, p. 474-476.
- DERCOURT J. (1959). — Sur la géologie du Péloponèse occidental. Remarques sur le massif du Skolis (norme d'Achaïe). *Prak. Ak. Athènes*, t. 34, p. 96-100.
- (1960 a). — Esquisse géologique du Nord du Péloponèse. *B. S. G. F.*, (7), II, p. 427-434.
- (1960 b). — Sur la géologie du Péloponèse septentrional. Données sur les racines de la nappe de l'Olonos. Région de Dervenachia (province d'Argolide). *Rev. Géol. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. III, p. 133-138.
- PHILLIPSON A. (1891). — Der Peloponnes. Berlin, Friedländer éd.
- RENZ C. et FRECH F. (1913). — Geologische Studien im Artemisiongebirge (Grenze von Arkadien und Argolis). *Centralbl. Min.*, Bd 11, p. 338-346.
- (1915). — Zur Geologie der ostgriechischen Gebirge. *Neues Jahrb. Min.*, Bd 38, p. 1-120, 2 pl.

BULLETIN ET COMPTE RENDU SOMMAIRE DES SÉANCES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

7^e série, tome II, 1960

Table des matières et des auteurs.

Les noms des AUTEURS sont en petites capitales ; les noms des **matières** en compact, les noms *géographiques* en italique. Les renvois aux pages du *Bulletin* sont en chiffres **gras**, aux pages du *Compte rendu sommaire* en caractères ordinaires ¹.

A

- ABDULLAEV Kh. M. Prés. d'ouv., 209.
 ABRARD R. Extension du Thanétien et du Sparnacien-Cuisien en Normandie, 67. — Attribution du *Prix Prestwich* à M. R. FURON, 127.
 ADAMAOUA. CHATONIER D. et LASSERRE M., 19.
 ADKINS W. S. Nécrologie, 165.
 ADRAR des Iforas. KARPOFF R., 16, 176.
 ADRAR-Reggane (bassin d'). REMACK-PETITOT M.-L., 230, 240.
 AFANASSIEV G. D. L'interprétation pétrographique des données géophysiques sur la structure de l'écorce terrestre, 245, 801.
 AFRIQUE. VARLAMOFF N., 711.
 AFRIQUE du Nord. GIGOUT M., 8.
 AFRIQUE du Sud. ELLENBERGER F. et P., 236. — FABRE J. et GREBER Ch., 178.
 AGARD J., BALCON J. M. et MORIN Ph. Prés. d'ouv., 34.
 AGIP MINERARIA. Prés. d'ouv., 146.
 AHAGGAR. GUÉRANGÉ B. et VIALON P., 57.
 AIN (Dpt). ENAY R., 206.
 AISNE (Dpt). FISCHER J.-Cl., 895.
 ALBIEN. BUISSON G., 54. — THOMEL G., 87.
 ALCALA de los Gazules. CHAUVE P., 345.
 ALCOY (Région de). ALLOITEAU J., 288. — BUSNARDO R. et DURAND DELGA M., 278.
 ALGÉRIE. ARAMBOURG C., 888. — DU DRESNAY R., 117.
 ALGÉSIRAS (N, N-E). DIDON J., 352.
 ALGUES calcaires. FONTAINE H. et LEMOINE M., 27.
 ALICANTE (Région d'). BUSNARDO R. et DURAND DELGA M., 278. — DURAND DELGA M. et MAGNÉ J., 302.
 ALIMEN H. Limons et loess quaternaires dans les Pyrénées centrales, 184.
 ALLÈGRE Cl. Application possible de la théorie de l'information aux Sciences de la Terre, 233.
 ALLEMAGNE. COCUDÉ-MICHEL M., 707.
 ALLIER (Dpt). FREYTET P., 621.
 ALLOITEAU J. Madréporaires du Portlandien de la Querola près d'Alcoy (Espagne), 74, 268.
 ALPERN B. Étude palynologique préliminaire du bassin houiller de Lorraine. Application à la corrélation des couches, 94, 527.
 ALPES (Basses-) (Dpt). LEMOINE M., 97, 102, 234.
 ALPES maritimes. BLOCH J.-P., 100.
 ALPES-Maritimes (Dpt). BOURCART J., 38, 200. — GÈZE B., 33, 37. — GOHAU G. et VESLIN J., 764. — MASUREL Y., 56. — THOMEL G., 81, 87.
 ALPINS (plissements). BRUNN J. H., 470. — ESCANDELL B. et COLOM G., 267.
 AMBÈS (Presqu'île d'). DUCASSE O., VEILLON M. et VIGNEAUX M., 113.
 AMÉRIQUE centrale. BUTTERLIN J. et BONET F., 14.
 ANARAK. SARCIA J. et J. A., 76.
 ANTÉLUDIENS (Gypses). SOYER R., 145.
 ANTEQUERA (Région d'). DUBAR G. et PEYRE N. et Y., 330.
 ANTI-Atlas occidental. DESTOMBES J., 747.
 ANTILLES. BUTTERLIN J. et BONET F., 14. — ZANS V. A., LEMOINE R. G. et ROCH E., 177.
 ANTIMOINE. BOULADON J., 906.
 APTIEN. THOMEL G., 87.
 ARCHAEOCYATHA. DEBRENNE Fr., 118. — DEBRENNE Fr. et M., 695.
 ARABIE. ELLIOTT G. F., 152.
 ARAMBOURG C. Précisions nouvelles sur *Libytherium maurusium* POMEL, Giraffidé du Villafranchien d'Afrique, 225, 888.
 ARAMBOURG C. et DUFFAUD F. Note sur la découverte d'un gisement de Vertébrés continentaux dans le Trias du Haut-Atlas occidental, 118, 172.
 ARDÈCHE (Dpt). DEMARCO G., 107. — ELMI S., 223.
 ARGENTERA. GUILLAUME A., 951.
 ARGOS (Plaine d'). DERCOURT J., 961.
 ARIÈGE (Dpt). DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E., 28.
 « ARRECIFES ». OTTMANN F., 175.
 ARTHROPODES. BONNET A., FABRE J. et FEYS R., 534. — BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3. — FEYS R., 610. — VANDENBERGHE A., 687, 690, 691.
 ASSELBERGHS E. Nécrologie, 6.
 ASPE (Hte vallée d'). MIROUSE R., 31.
 ASTON (Gneiss de l'). DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E., 28.
 ASTRE G. Hyracothéridés de Siran (Hérault), 14. — *Monnieria* dans le Tithonique récifal de l'Est des Cordillères bétiques, 74, 300. — Découverte du Mammouth dans les fentes du calcaire de Montmurat (Cantal), 154. — Flexure de la rue de Périole (Toulouse), 180.

1. Aux « Présentations d'ouvrages », seuls figurent les noms des auteurs dont les ouvrages ont donné lieu à un texte de présentation.

- Aubens (Sierra de)*. SOUQUET P., 240.
AUBERT DE LA RUE E. Quelques remarques sur la géologie de la Patagonie chilienne, 49. — Prés. d'ouvr. 99. — A propos des enclaves calcaires des volcans insulaires de l'Océan Indien, 179.
AUBOUIN J. Obs. comm. M. DURAND DELGA et M. MATTAUER, 24. — Prés. d'ouvr., 45. — Obs. comm. M. LEMOINE, 104. — Obs. comm. P. CELET, 434. — Obs. comm. J. MERCIER, 449. — Obs. comm. J. H. BRUNN, 486. — Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin, 115, 487.
AUBOUIN J. et BRUNN J. H. Introduction à la séance sur la géologie des Dinarides, 112, 363.
AUBOUIN J., BRUNN J. H., CELET P., DERCOURT J., GODFRIAUX Y., MERCIER J., LYS M., MARIE P., NEUMANN M., SIGAL J. et SORNAY J. Le Crétacé supérieur en Grèce, 114, 452.
AUBOUIN J. et NEUMANN M. Sur la géologie de l'Istrie méridionale : comparaison avec les régions dinariques et helléniques correspondantes, 113, 388.
Aude (Dpt). BEAUVAIS M., 723. — CAVET P., 847. — COMBES A., 151. — OLIVE Ph., 149.
AUSSEDAT J.-L., DUMON P. et LAPPARENT A. F. DE. Sur l'âge de quelques marbres de la région de Brignoles (Var), 120.
Australie. DEBRENNÉ F. et M., 695.
AUTUNNIEN. DOUBINGER J., 607. — VETTER P., 693.
AUZEL M. Prés. d'ouvr., 18.
Aveyron (Dpt). VETTER P., 693.
AZÉMA J. Sur la structure du Secondaire et du Nummulitique des environs de Malaga (Espagne), 75, 340.
- B**
- Bahia (État de).** TRICART J. et CARDOSO DA SILVA T., 140.
Bains-s.-Oust. CHAUVEL J.-J., 12.
Bajocien-Bathonien (Limite). ENAY R., 206.
BALABOINE P. et HUILLERET A. Sur la présence de *Spiropora verticillata* GOLDFUSS 1827 dans le Calcaire de Vigny (Seine-et-Oise), 154.
BALCON J. M. Voir AGARD J., 34.
Bandol (Château de). CORNET C., 153.
BARBIER R. Le rôle des paléokarsts dans la formation des réseaux karstiques actuels et leurs répercussions sur l'hydrogéologie de ces régions, 59. — Remarques sur le « schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes » de M. Lanteaume, 66. — Les conditions géologiques de la chute de Sassenage, près de Grenoble (Isère), 21, 824.
Bargème. COTILLON P., 779.
Barrages. BARBIER R., 824. — MORTIER F. et STRETTA E., 834.
Bartonien. ASTRE G., 14.
Bassin houiller de Lorraine. ALPERN B., 527. — DANZÉ J., 581.
 — **Lons-le-Saunier (Jura).** GREBER Ch. et LIENHARDT G., 651. — LIENHARDT G., 661.
 — **Montvicq (Allier).** FREYTET P., 621.
 — **Reggan (Sahara).** BONNET A., FABRE J. et FEYS R., 534.
 — **Saint-Étienne (Loire).** MAISTRE J. DE, 673.
 — **Nord et Pas-de-Calais.** BOUROZ A., 540. — BUISINE M., 546. — CARRETTE J. et alt., 552. — DALINVAL A., 573. — DANZÉ J., 581. — DOLLÉ P., 600.
BASSOT J.-P. et DELPY J. Observations nouvelles sur l'architecture du Primaire métamorphique dans la région de Mbout (Mauritanie), 82.
Basutoland. ELLENBERGER F. et P., 236. — FABRE J. et GREBER Ch., 178.
Bathonien (Faunes). ENAY R., 206.
Bathonien supérieur. FISCHER J.-Cl., 895.
Bauxites. ZANS V. A., LEMOINE R. G. et ROCH E., 177.
Bazadais. CARALP M., MOYES J. et VIGNEAUX M., 71.
BEAUVAIS M. Polypiers sénoniens des environs de Padern (Aude), 179, 723.
BELLAIR P. L'éruption du Kilauea (Hawaï) de novembre 1959 et janvier-février 1960, 79.
Belo Horizonte (Environs de). TRICART J., 139.
Benitachell. DURAND DELGA M. et MAGNÉ J., 302.
BENSE Cl. A propos de deux niveaux de dolomies du Paléozoïque du Sud-Est mauritanien, 83.
Besançon. DREYFUSS M., 213.
BIBERSON P., CHOUBERT G., FAURE-MURET A. et LECOINTRE G. Prés. d'ouvr., 230.
Bief à silex. FEUGUEUR L., 831.
BIROT P. Prés. d'ouvr., 35.
BISHOP M. S. Prés. d'ouvr., 63.
BLANC A.-C. Nécrologie, 165.
BLOCH J.-P. Les brèches liasiques du M^{te} Gallero (Alpes maritimes), 100.
BOILLOT G. Voir BOURCART J., 38, 45.
Bobo-Dioulasso (Région de). LAJOINIE J.-P., 208.
BONET F. Voir BUTTERLIN J., 14 (err. 72).
BONNET A., FABRE J. et FEYS R. Le Carbonifère post-tassilien du bassin de Reggan (Sahara occidental), 94, 534.
BONTE A. Sur l'origine de la cassure conique des carottes de sondage, 215.
BORDET P., CAVET P. et PILLET J. La faune silurienne de Phulchauki près Kathmandu (Himalaya du Népal), 6, 3.
BORNNOVAS J. La prolongation du sillon mésohellénique dans la région du mont Oeta (Phthiotide, Grèce), 25 (err., 122). — Observations nouvelles sur la géologie des zones préapulienne et ionienne (Grèce occidentale), 113, 410.
Bouches-du-Rhône (Dpt). CHEVALIER J. et DUBOIS P., 204. — DEMARCO G., 741. — GUIEU G., 736. — POUQUET J., 187. — TOURAINE F., 783.
BOULADON J. Voir LEFAVRAIS-RAYMOND A., 160. — Sur les minéralisations en plomb-zinc et antimoine de la périphérie du Mont-Lozère, 243, 906.
BOURCART J. Galets anciens dans les cinérites pliocènes du cap d'Ail, 22, 21. — Prés. d'ouvr., 46. — Sur le conglomérat de Roquebrune (Alpes-Maritimes), 200.
BOURCART J. et BOILLOT G. Étude des dépôts flandriens de l'anse Duguesclin, près de Cancale (Ille-et-Vilaine), 38, 45.
BOURCART J. et ENARD G. Prés. d'ouvr., 46.
BOUROZ A. Le niveau marin de Wingles dans le Westphalien B du Pas-de-Calais, 94, 540.
BOURRET R. Nécrologie, 165.
Boutenac (Collines de). COMBES A., 151.
Brachiopodes. BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3. — ELLIOTT G. F., 152.
BADLEY W. H. Prés. d'ouvr., 209.
Brésil. OTTMANN Fr., 175. — TRICART J., 139. — TRICART J. et CARDOSO DA SILVA T., 140.
BRESSE. RICOUR J., HORON O. et LIENHARDT G., 156.
briançonnaise (Zone). LEMOINE M., 102.
Brignoles. AUSSEDAT J.-L., DUMON P. et LAPPARENT A. F. DE, 120.
BROUSSE R. Voir JUNG J., 62.
Brousset (Gave de). MIROUSE R., 10.
BRUET E. Nécrologie, 65.
BRUNETEAUX E. Nécrologie, 21.
BRUNN J. H. Voir AUBOUIN J., 112, 363. — Les zones

- helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine, 114 (titre modifié), 470. — Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- Bryozoaires.** BALAVOINE P. et HUILLERET A., 154. — DUCASSE J. et VIGNEAUX M., 155. — PRUD'HOMME J., 947.
- BUERGER M. J. Prés. d'ouvr., 209.
- Bugey. ENAY R., 206.
- BUISINE M. Extension verticale des Aléthoptéridées et formes voisines dans le bassin du Nord et du Pas-de-Calais, 94, 546.
- Burdigalien.** ESCANDELL B. et COLOM G., 267. — JULIUS Ch., 942.
- BUSNARDO R. Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaen (Andalousie), 75, 324.
- BUSNARDO R. et DURAND DELGA M. Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'Est des Cordillères bétiques (régions d'Alcoy et d'Alicante), 73, 278.
- BUTTERLIN J. et BONET F. Répartition stratigraphique de *Operculina catenula* CUSHMAN et JARVIS dans le bassin des Caraïbes, 14.
- BUSSON G. Sur l'âge de la transgression crétacée au Tébaga de Medenine (Sahara tunisien), 54.
- C
- Cadix (Prov. de). CHAUVE P., 345. — DIDON J., 352.
- CAILLEUX A. Voir SOYER R., 18. — Obs. comm. J. ROUX, 168. — Gisement de concrétions quartzeuses près de Saintes (Charente-Maritime), 199.
- CAILLEUX A. et TRICART J. Prés. d'ouvr., 87.
- CAILLON G. Voir MICHEL P., 53.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl. Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien, 234, 915.
- CAIRE A. et TRUILLET R. Appareils éruptifs dans la chaîne calcaire des Monts péloritains (Sicile), 229.
- Calcaires (Dissolution). DREYFUSS M., 213.
- « Calcaires latéritisés ». ZANS V. A., LEMOINE R. G. et ROCH E., 177.
- Cambodge. FONTAINE H. et LEMOINE M., 27.
- Cambrien. COLCHEN M., 135. — DEBRENNE Fr., 118. — DEBRENNE Fr. et M., 695.
- Cambro-Ordovicien. KARPOFF R., 16. — MATTAUER M., PROUST F. et REMY J.-M., 39.
- Cambro-Silurien. VILLEMUR J. R., 11.
- Cameroun. CHATONIER D. et LASSERRE M., 19.
- Cancale. BURCART J. et BOILLOT G., 45.
- Cantal (Dpt). ASTRE G., 154.
- Cap d'Ail. BURCART J., 38.
- Cap-Vert (Archipel du). LECOINTRE G., 137.
- Caradoc. GÈZE B., 116.
- Caraïbes (Bassin des). BUTTERLIN J. et BONET F., 14.
- CARALP M., MOYES J. et VIGNEAUX M. La cuvette synclinale du Bas-Médoc, 7. — Les séquences biolithologiques du Miocène inférieur du Bazadais (Gironde), 32, 71.
- CARALP M., MOYES J., VEILLON M. et VIGNEAUX M. L'extension orientale de l'anticlinal de Villagrains-Landiras (Bassin d'Aquitaine), 226.
- CARALP M. et VIGNEAUX M. Aspect structural du Médoc atlantique, 189, 796.
- CARATINI Cl. Sur la découverte de Nannoconidés dans le Cénomanien et le Turonien du bassin de Paris, 106.
- Carbonates (Inclusions de). RASUMNY J., 68.
- Carbonifère. ALPERN B., 527. — BONNET A., FABRE J. et FEYS R., 534. — BOUROZ A., 540. — BUISINE M., 546. — CARETTE et alt., 552. — CORSIN P., 566. — DALINVAL A., 573. — DANZÉ J., 581. — DANZÉ-CORSIN P., 590. — DOLLÉ P., 600. — DOUBINGER J., 607. — FREYTET P., 621. — GRAINDOR M.-J., PINEL A. et ROBLLOT M.-M., 43. — GRANGEON M., 630. — GREBER-CH. et LIENHARDT G., 651. — KERAUDREN M., 225. — LEDRAN Chr., 653. — LEMOIGNE Y., 657. — LIENHARDT G., 661. — LOUVEL Chr., 666. — MAISTRE J. de, 673. — SAURIN E., 171. — TERMIER H. et G., 677. — VANDENBERGHE A., 687, 690. — VETTER P., 693.
- Carbonifère marin. DUBOIS P., 94.
- CARDOSO DA SILVA T. Voir TRICART J., 140.
- CARETTE J., CAYEUX J., DANZÉ J., LAVEINE J.-P., LE MERRER A. et VIGREUX S. Les spores de l'assise de Bruay dans l'Ouest du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, 94, 552.
- Carottes de sondage (Cassure conique). BONTE A., 215.
- CAROZZI A. Prés. d'ouvr., 88.
- CARRON J.-P. Le massif du Folat Devèze (Hérault) et ses satellites filoniens, 153, 183.
- CASTANY G. Introduction à la séance consacrée à la Géologie appliquée, 213. — Rôle de la géologie appliquée aux grands travaux de Génie civil, 821.
- CATZIGRAS Fr. Répartition du genre *Amussium* dans le Miocène de la Provence occidentale, 66, 141.
- CAVET P. Voir BORDET P., 6, 3. — Prés. d'ouvr., 88. — L'Ordovicien supérieur et la série paléozoïque au Nord du granite de Quérigut (Pyrénées de l'Aude), 222, 847.
- CAYEUX J. Voir CARETTE J., 94, 552.
- CELET P. Obs. comm. J. PAPASTAMATIOU, 408. — Observations sur la tectonique de la région côtière méridionale des massifs du Parnasse-Kiona, 114, 427. — Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- Cénomanien. CARATINI Cl., 106.
- Cénomanien inférieur. THOMEL G., 81.
- Cénozoïque. CIRIĆ B. et KARAMATA S., 376. Voir Ter-tiaire.
- CHALARD J. Les divisions du Namurien du Nord de la France et leurs corrélations avec celles des pays voisins, 94. — Prés. d'ouvr., 99.
- Charente (Dpt). SÉRONIE-VIVIEN M., 98.
- Charente-Maritime (Dpt). CAILLEUX A., 199. — DUCASSE J. et VIGNEAUX M., 155.
- Chateaulin (Bassin de). KERAUDREN M., 225.
- CHATONIER D. et LASSERRE M. Les principales sources minéralisées de l'Adamaoua (Cameroun central), 16, 19.
- CHAUVE P. Étude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcalá de los Gazules (prov. de Cadix), 75, 345.
- CHAUVEL J.-J. Sur l'anticlinal de Lanvaux et ses enveloppes sédimentaires entre Peillac et Bains-s.-Oust (Bretagne méridionale), 12.
- CHAVAILLON J. Précisions apportées à la chronologie quaternaire du Sahara nord occidental (subdivision de l'Ougartien), 182.
- CHEMERY J. Prés. d'ouvr., 146.
- CHENEVOY M. Remarques pétrographiques sur le massif cristallophyllien du Labourd (Basses-Pyrénées), 238.
- CHEVALIER J. et DUBOIS P. Le Gargasien de Basse-Provence, 204.
- Chili. AUBERT DE LA RÛE E., 49.
- CHOUBERT B. Le problème des structures tectoniques sur-imposées en Guyane française, 222, 855.
- CHOUBERT G. Voir BIBERSON P., 230.
- CHRISTOPHE-MICHEL-LÉVY M. Prés. d'ouvr., 87.

- CIRIĆ B. Sur un magmatisme jeune dans les Dinarides externes en Yougoslavie, 113, 381.
- CIRIĆ B. et KARAMATA S. L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal dinarique au Mésozoïque et au Cénozoïque, 112, 376.
- COCUDE-MICHEL M. Les Sauriens des calcaires lithographiques de Bavière, d'âge portlandien inférieur, 173, 707.
- COGNÉ J. Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale, 161, 213.
- COLCHEN M. Observations sur le Cambrien de la région d'Escaray (Sierra de la Demanda, province de Logroño, Espagne), 135.
- COLLOMB P. Obs. comm. P. LEGOUX, 63.
- COLOM G. Voir ESCANDELL B., 73, 267. — Voir OLIVEROS J. M., 208.
- Colomb-Béchar. Du DRESNAY R., 117.
- COMBES A. Présence d'une série mollassique tertiaire autour des collines de Boutenac (Aude), 151.
- Conakry. LEGOUX P., 50.
- Concrétions quartzzeuses. CAILLEUX A., 199.
- Conodontes. REMACK-PETITOT M.-L., 240.
- CORBIN P. et OULIANOFF N. Prés. d'ouv., 34.
- Cordillères bétiques. ALLOITEAU J., 288. — ASTRE G., 300. — AZÉMA J., 340. — BUSNARDO R. et DURAND DELGA M., 278. — CHAUVE P., 345. — DIDON J., 352. — DURAND DELGA M., 263. — DURAND DELGA M. et MAGNÉ J., 302. — DUBAR G. et PEYRE N. et Y., 330. — DUPLAIX S. et FALLOT P., 308. — ESCANDELL B. et COLOM G., 267. — FOUCAULT A., 227, 318. — GARCIA RODRIGO B., 273. — LINARES A., 322.
- CORNET C. Note sur l'âge du conglomérat basaltique du château de Bandol (Var), 153.
- CORSIN P. Classification des Ptéridophytes et des Ptéridospermophytes du Carbonifère, 95, 566.
- Cotentin. ELHAI H., 134.
- COTILLON P. Description d'une coupe de la partie supérieure des « calcaires blancs » de Provence au Nord du département du Var, 60. — Caractères pétrographiques et genèse des galets noirs observés dans une coupe des « calcaires blancs » de Provence (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur), 170. — Les formations ferrugineuses de l'Hauterivien de Bargème (Var), 203, 779.
- C. R. E. P. S. Prés. d'ouv., 35.
- Crétacé inférieur. BUSNARDO R. et DURAND DELGA M., 278. — COTILLON P., 170. — DIDON J., 352. — FOUCAULT A., 227.
- supérieur. AUBOUIN J. et *alt.*, 452. — CIRIĆ B., 381. — LEMOINE M., 234. — OLIVE Ph., 149. — ROLLET M., 396. — SOUQUET P., 240.
- Cristallogénétique (Déséquilibre). DEICHA G., 157.
- Croûtes calcaires. GIGOUT M., 8.
- Cuivre. DÉVIGNE J.-P., GAY G. et NICOLINI P., 168.
- DEBRENNE Fr. Deux nouveaux genres d'Archaeocyathidés du Cambrien marocain, 118.
- DEBRENNE F. et M. Révision de la collection T. H. Ting d'Archaeocyatha, conservée au Musée de Marburg (Allemagne), 168, 695.
- DECARY R. Sur les mouvements récents du sol dans le Nord-Ouest de Madagascar, 173.
- DEFLANDRE G. Microorganismes du Précambrien : une mise au point, 119.
- DEICHA G. Distillations et condensations fractionnées de fluides géochimiques d'origine profonde, 65, 64. — Obs. comm. J. RICOURE, 79. — Obs. comm. R. PERRIN, 85. — Influence du degré de déséquilibre cristallogénique sur la structure, la composition chimique et l'architecture des feldspaths, 157. — Obs. comm. A. CAILLEUX, 200. — Obs. comm. R. SOYER, 151.
- DELBOS L. Les granites précambriens à Madagascar, 183, 790.
- DELPY J. Découverte d'un conglomérat présentant les caractères d'une tillite dans le Primaire métamorphique à l'Ouest de Tagant (Mauritanie), 81. — Voir BASSOT J.-P., 82.
- DEMARCO G. Sur la présence de sables helvétiques sur la rive droite du Rhône près de Saint-Peray (Ardèche), 107. — Observations et hypothèses à propos des cailloutis élevés de Saint-Restitut (Drôme) et de La Caume (Alpilles, Bouches-du-Rhône), 187, 741.
- DERCOURT J. Esquisse géologique du Nord du Péloponèse, 113 (titre modifié), 415. — Voir AUBOUIN J., 114, 452. — Étude géologique de la bordure occidentale de la plaine d'Argos, 245, 961.
- DESTOMBES J. Stratigraphie de l'Ordovicien de la partie occidentale du jbel Bani et jbel Zini, Anti-Atlas occidental (Maroc), 189, 747.
- DESTOMBES J.-P. Obs. comm. P. LEGOUX, 63.
- DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E. Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston (Pyrénées de l'Ariège), 21, 28.
- DÉVIGNE J.-P. Prés. d'ouv., 110.
- DÉVIGNE J.-P., GAY G. et NICOLINI P. Applications de données scientifiques à la découverte de minéralisations cuprifères sur la bordure est du Causse Méjean, 168.
- Dévonno-Carbonifère. MIROUSE R., 10.
- Dévonien supérieur. MIROUSE R., 31.
- DE WIDT J. Voir SCHUILLING R. D., 80.
- Différenciations magmatiques. MACHERAS G., 76.
- DIDON J. Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras (prov. de Cadix), 76, 352.
- Dinarides. AUBOUIN J., 487. — AUBOUIN J. et BRUNN J. H., 363. — AUBOUIN et *alt.*, 452. — AUBOUIN J. et NEUMANN M., 388. — BORNOVAS J., 25, 410. — BRUNN J. H., 470. — CELET P., 427. — CIRIĆ B., 381. — CIRIĆ B. et KARAMATA S., 376. — DERCOURT J., 415, 961. — MERCIER J., 435. — MILOVANOVIC B., 366. — NEUMANN M., 450. — PAPASTAMATIOU J., 398. — ROLLET M., 396.
- Dinosaures (Œufs de). FABRE-TAXY S. et TOURAINE F., 224.
- Djanet (Bassin de). GUÉRANGÉ B. et VIALON P., 57.
- DOBRIIN M. B. Prés. d'ouv., 62.
- DOLLÉ P. Les micropoudingues du Westphalien C moyen du Houiller du bassin du Nord-Pas-de-Calais, 95, 600.
- DOLLÉ R. Ph. Sur un récif actuel : le banc des Herminelles de la baie du Mont-Saint-Michel. Quelques renseignements documentaires, 66, 133.
- Dolomie. BENSE Cl., 83.
- Dolomite. KLINGEBIEL A., 144.
- Domingo Perez. LINARES A., 322.

D

- DALINVAL A. Classification et répartition verticale des Pécoptéridées dans le bassin houiller du Nord de la France, 95, 573. — Prés. d'ouv., 230.
- Danien. FABRE-TAXY S. et TOURAINE F., 224.
- DANZÉ J. Prés. d'ouv., 46. — Voir CARRETTE J., 94, 552. — Fructifications sphénoptéridiennes, 95, 581.
- DANZÉ-CORSIN P. Sur les flores viséennes du Maroc, 95, 590.
- DAPPLES E. C. Voir SLOSS L. L., 146.
- DAVIES G. M. Prés. d'ouv., 121.

- DONCIEUX L. Nécrologie, 36.
Dordogne (Dpt). SERONIE-VIVIEN M., 98.
DORN P. Prés. d'ouvr., 245.
DOUBINGER J. Étude palynologique de quelques échantillons de schistes autuniens, 95, 607.
Doubs (Dpt). DREYFUSS M., 213.
DRESCH J. et LE COZ J. Observations sur l'étage rharbien (Maroc occidental), 108.
DRESCH J., RONDEAU A. et EL AOUI M. Observations sur les dépôts de versants et les terrasses climatiques en Tunisie, 137.
DREYFUSS M. Quelques problèmes de fondations à Besançon, 213.
Drôme (Dpt). DEMARCO G., 741.
DUBAR G. et PEYRE N. et Y. Observations nouvelles sur le Jurassique inférieur et moyen dans les Cordillères bétiques sur la transversale de Malaga (Andalousie), 75, 330.
DUBERTRET L. [Présentations de photographies sur la région des roches vertes du NW de la Syrie et du Hakay (Turquie)], 66. — Prés. d'ouvr., 70, 231.
DUBOIS P. Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac (Sahara oriental), 43, 94. — Voir CHEVALIER J., 204.
DUCASSE O., VEILLON M. et VIGNEAUX M. La succession stratigraphique représentative du Nummulitique girondin, dans le sous-sol de la presqu'île d'Ambès, au Nord de Bordeaux, 62, 113.
DUCASSE J. et VIGNEAUX M. *Dimorphomicropora* : nouveau genre de Bryozoaire cheilostome du Maestrichtien du bassin aquitain, 155.
DUCLAUX S. Prés. d'ouvr., 210.
DU DRESNAY R. Un affleurement de grès discordant dans le Haut-Atlas oriental au N de Colomb-Béchar, 117.
DUFFAUD F. Voir ARAMBOURG C., 118, 172. — Contribution à l'étude stratigraphique du bassin du Haut-Atlas occidental (Sud-Ouest marocain), 184, 728.
Duguesclin (Anse). BOUCART J. et BOILLOT G., 45.
DUMON P. Voir AUSSÉDAT J.-L., 120.
DUNBAR C. O. Prés. d'ouvr., 63.
DUPLAIX S. et FALLOT P. Les « konglomeratisme Mergel » des Cordillères bétiques, 74, 308.
DUPARQUE A. Nécrologie, 133.
DURAND S. Prés. d'ouvr., 190.
DURAND DELGA M. Introduction à la séance sur les Cordillères bétiques, 73, 263. — Voir BUSNARDO R., 73, 278. — Obs. comm. Ph. OLIVE, 150. — Obs. comm. A. COMBES, 152. — [Annonce de la publication d'un « Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT »], 166. — Obs. comm. P. CAVET, 853.
DURAND DELGA M. et MAGNÉ J. Une coupe du Tertiaire prébétique de Benitachell (prov. d'Alicante), 74, 302.
DURAND DELGA M. et MATTAUER M. Sur l'origine ultrarifaine de certaines nappes du Rif septentrional, 22.
Durbachites. ELLER J.-P. VON, 15.
(Savoie), 153, 190. — Obs. comm. M. LEMOINE, 235.
Obs. comm. G. GUITARD, 887.
ELLENBERGER F. et P. Sur une nouvelle dalle à pistes de Vertébrés, découverte au Basutoland (Afrique du Sud), 236.
ELLER J. P. VON. Sur l'extension des « durbachites » et d'autres roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines (Haut-Rhin), 16, 15.
ELLIOTT G. F. Brachiopodes tertiaires d'Arabie et de Syrie, 115, 152.
ELMI S. Précisions sur la stratigraphie du Lias supérieur de Vessex (Ardèche), 223.
EMERY K. O. Prés. d'ouvr., 62.
ENARD G. Voir BOURCART J., 46.
ENAY R. Les faunes bathoniennes et la limite Bajocien-Bathonien dans l'île Crémieu et le Bugy (Jura méridional), 206.
Enclaves calcaires (Volcans). AUBERT DE LA RUE E., 179.
Éocambrien (Glaciation). TRICART J. et CARDOSO DA SILVA T., 140.
Éocène. BUTTERLIN J. et BONET F., 14. — KUJAWSKI H., 178. — SOYER R., 145. — Voir **Nummulitique**. — **supérieur**. HOFFSTETTER R., 41.
ESCANDELL B. Voir OLIVEROS J. M., 208.
ESCANDELL B. et COLOM G. — Sur l'existence de diverses phases de plissements alpins dans l'île de Majorque (Baléares), 73, 267.
Escaray (Région d'). COLCHEN M., 135.
Espagne. COLCHEN M., 135. — NONN H. et TRICART J., 41. — SOUQUET P., 240. — Voir **Cordillères bétiques**.
Évaporites. LECOINTRE G., 137. — RICOIR J., 78.
- F
- FABRE J. Voir BONNET A., 94, 534.
FABRE J. et GREBER Ch. Présence d'un *Dictyophyllum* dans la flore molteno du Basutoland (Afrique australe), 145, 178.
FABRE-TAXY S. Prés. d'ouvr., 190.
FABRE-TAXY S. et TOURAINE F. Nouveau gisement d'œufs de Dinosaures dans le Rognacien (Danien) du Var, 224.
FALLOT P. Obs. comm. M. DURAND DELGA et M. MATTAUER, 23. — Voir DUPLAIX S., 74, 308. — Nécrologie, 165.
FAURE-MURET A. Voir BIBERSON P., 230.
Feldspaths. DEICHA G., 157.
Ferrières-Poussaron. MATTAUER M., PROUST F. et REMY J.-M., 39.
FEUGUEUR L. Étude d'un éboulement dans le bief à silex sous la voie ferrée à Foucart-Alvimare (Seine-Maritime), 216, 831.
FEYS R. Voir BONNET A., 94, 534. — Sur *Estheria tenella* et les *Estheria* du Permien inférieur, 95, 610.
Finistère (Dpt). KERAUDREN M., 225.
FISCHER J.-Cl. Observations stratigraphiques et tectoniques sur le Bathonien supérieur de l'Aisne, 230, 895.
Flamanville (Granite de). PERRIN R., 84.
Flandrien. BOURCART J. et BOILLOT G., 45.
FLEMING C. A. Prés. d'ouvr., 210.
Fluides géochimiques. DEICHA G., 64.
Flysch. RECH-FROLLO M., 752.
— **gaditan**. DIDON J., 352.
Folat-Devèze (Massif du). CARRON J.-P., 183.
Fondations. DREYFUSS M., 213.
FONTAINE H. Découverte d'un gisement fossilifère permien dans la province de Quang-Tri, région de Hué (Viet-Nam), 174.
- E
- Éboulement**. FEUGUEUR L., 831.
Écorce terrestre (Constitution). AFANASSIEV G. D., 801.
EL AOUI M. Voir DRESCH J., 137.
ELHAI H. Une plate-forme d'abrasion marine pliocène dans le Cotentin (Manche), 134.
ELLENBERGER F. Attribution du *Prix Viquesnel*. Remerciements, 132. — Obs. comm. A. COMBES, 152. — Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne

- Fontaine H. et Lemoine M. Présence d'Algues calcaires dans certains faciès à Madréporaires du Paléozoïque au Cambodge, au Laos et au Vietnam (Note préliminaire), 27.
- Foraminifères.** BUTTERLIN J. et BONET F., 14. — JULIUS Ch., 942. — LINARÈS A., 322. — LEMOINE M., 234. — NEUMANN M., 450. — SAURIN E., 171. — VEILLON M. et VIGNEAUX M., 243.
- Fort-Polignac (Bassin de).** DUBOIS P., 94. — REMACK-PETITOT M.-L., 230, 240.
- Foucart-Alvimare.** FEUGUEUR L., 831.
- Foucault A. Sur la tectonique de la zone subbétique dans la région de Huescar (prov. de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique, 75, 318. — Sur le Tithonique et le Crétacé inférieur dans la région de Huescar (prov. de Grenade, Espagne), 158, 227.
- Freytet P. Stratigraphie et tectonique du bassin houiller de Montvicq (Allier), 95, 621.
- Furon R. Prés. d'ouvr., 110, 146, 189. — Attribution du *Prix Prestwich*. Remerciements, 130.

G

- Galets calcaires.** COTILLON P., 170.
- Galice.* NONN H. et TRICART J., 41.
- Gandillot J. La photographie aérienne et l'océanographie côtière, 38. — Obs. comm. Ph. OLIVE, 150.
- GARCIA-RODRIGO B. Sur la structure du Nord de la province d'Alicante, 73, 273.
- GARD (Dpt). — BOULADON J., 906.
- Gargasien.** CHEVALIER J. et DUBOIS P., 204.
- Garonne (Haute-)* (Dpt). ASTRE G., 180.
- GAY G. Voir DÉVIGNE J.-P., 168.
- Génie civil.** CASTANY G., 821. — DREYFUSS M., 213. — FEUGUEUR L., 831. — Voir **Barrages**.
- GÈZE B. La genèse néogène de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes), 33. — L'évolution quaternaire de l'arc de Nice (Alpes-Maritimes), 37. — Sur l'importance du volcanisme calédonien dans le versant méridional de la Montagne-Noire, 116.
- Ghardaïa (Région de).* LEGRAND Ph., 241.
- GHICA-BUDESTI S. Nécrologie, 76.
- GIDON P. Considérations complémentaires sur l'ordre de succession des phénomènes orogéniques, 40.
- GIGNOUX M. Prés. d'ouvr., 190.
- GIGOUT M. Sur la genèse des croûtes calcaires pléistocènes en Afrique du Nord, 8. — Essai sur la paléoclimatologie, la sédimentation et la morphogénèse quaternaires au Maroc, 42. — Sur les couches à Strombes de la Méditerranée occidentale, 53.
- Gironde* (Dpt). CARALP M. et VIGNEAUX M., 796. — CARALP M., MOYES J., VEILLON M. et VIGNEAUX M., 226. — CARALP M., MOYES J. et VIGNEAUX M., 71. — DUCASSE J., VEILLON M. et VIGNEAUX M., 113. — JULIUS Ch., 942. — KLINGEBIEL A., 144. — PAQUEBEAU M.-M., 143.
- Glaciations.** MATSCHINSKI M., 30.
- GLANGEAUD L. Attribution du *Prix de la fondation Pierre Pruvost* à M. M. MATTAUER, 130. — Obs. comm. J. LOMBARD, 233. — Voir CAIRE A., 234, 915.
- Glaucophane.** ELLENBERGER F., 190.
- Glauconie.** COTILLON P., 779.
- GODFRIAUX Y. Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- GOGUEL J. Prés. d'ouvr., 17. — Attribution du *Prix Viquesnel* à M. F. ELLENBERGER, 131. — [Présentations de vues en couleur du barrage de Malpasset (Var) prises après la catastrophe], 215.

- GOHAU G. et VESLIN J. A propos de l'âge de la série du « Miocène de Vence », 202, 764.
- Gothlandien.** REMACK-PETITOT M.-L., 230.
- GRAINDOR M.-J., PINEL A. et ROBLOT M.-M. Sur l'âge présumé Carbonifère du synclinal de Lessay (Manche), 43.
- Grand-Châtelard (Massif).* PARJADIS DE LARIVIÈRE N., 108.
- Grand-Serre :* LIENHARDT G., RICOUR J. et SARROT-REYNAULD J., 159.
- GRANGEON M. Observations sur la sédimentation houillère, 96, 630.
- GRANGEON P. Prés. d'ouvr., 147.
- GRANDJACQUET Cl. Voir CAIRE A., 234, 915.
- Granite (Age).** *Bretagne.* CHAUVEL J.-J., 12. — *de Flamanville.* PERRIN R., 84. — *précambriens.* DELBOS L., 790.
- Granitisation.** COGNÉ J., 213. — GUITARD G., 862.
- Graptolithes.** LEGRAND Ph., 241. — REMACK-PETITOT, 230.
- GREBER Ch. Voir FABRE J., 145, 178.
- GREBER Ch. et LIENHARDT G. Stratigraphie du bassin houiller de Lons-le-Saunier (Jura). Note préliminaire, 96, 651.
- Grèce.* Voir **Dinarides**.
- Grès à galets mous.** DOLLÉ P., 600.
- GRUNAU H. R. Prés. d'ouvr., 121.
- GUDEFIN H. Stratigraphie de la Lettenkohle dans la région de Lons-le-Saunier (Jura), 105, 168.
- GUÉRANGÉ B. et VIALON P. Le Pharusien du bassin de Djanet dans la région du Tafassasset moyen (Ahaggar oriental-Sahara central), 57 (*err.*, 122).
- GUIEU G. Étude géologique des collines de Pichauris, près Marseille (Bouches-du-Rhône), 184, 735.
- GUILLAUME A. Géologie des unités situées entre l'autochtone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio (province de Cuneo, Italie), 244, 951.
- Guinée.* LEGOUX P., 50.
- GUITARD G. Linéations, schistosité et phase de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales ; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation, 222 (titre modifié), 862. — Obs. comm. P. CAVET, 854.
- Guyane française.* CHOUBERT B., 855.
- GUYOT Ch. Prés. d'ouvr., 190.
- Gypses antéludiens (Ile-de-France).** SOYER R., 145.

H

- HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. Phénomènes de dissolution du Trias dans le Sud du dôme de La Mure (Isère), 217.
- Haut-Atlas occidental.* ARAMBOURG C. et DUFFAUD F., 172. — DUFFAUD F., 728.
- Hauterivien.** COTILLON P., 779.
- Haute-Volta.* LAJOINIE J.-P., 208.
- Hawaï (Iles).* BELLAIR P., 79.
- Helvétien.** DEMARCO G., 107.
- HÉRAULT (Dpt). ASTRE G., 14. — CARRON J.-P., 183. — MATTAUER M., PROUST F. et REMY J.-M., 39. — REMACK-PETITOT M.-L., 240.
- hercynienne (Orogénèse).** GUITARD G., 862.
- Hermelles (Récifs à).** DOLLÉ R. Ph., 133.
- Hettangien.** DÉVIGNE J.-P., GAY G. et NICOLINI P., 168.
- Himalaya.* BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3.
- HLAVEK R. et LÉVÊQUE P. Hydrodynamique souterraine appliquée aux installations de Saclay et de Pierrelatte, 213.

- HOCHSTETTER F. VON. Prés. d'ouvr., 210.
 HOFFSTETTER R. Présence de *Pterosphenus* (Serpent Paléophidé) dans l'Éocène supérieur du bord occidental du Désert libyque, 41.
 HORON O. Voir RICOUR J., 104, 156.
 houiller (Bassin). Voir Bassins houillers.
 Huescar (Région de). FOUCAULT A., 227, 318.
 HUILLERET A. Voir BALAVOINE P., 154.
 Hydrogéologie. CHATONIER D. et LASSERRE M., 19.
 — karstique. BARBIER R., 59.

I

- Ichnologie.** ELLENBERGER F. et P., 236.
Ile-Crémeu. ENAY R., 206.
Ille-et-Vilaine (Dpt). BOURCART J. et BOILLOT G., 45. — CHAUVEL J.-J., 12.
Inclusions fluides. DEICHA G., 64. — RASUMNY J., 68.
Indochine. FONTAINE H., 174. — FONTAINE H. et LEMOINE M., 27. — SAURIN E., 171.
Infracambrien. VILLEMUR J. R., 11.
ionienne (Zone). BORNOVAS J., 410.
Iran. SARCIA J. et J. A., 76.
Isère (Dpt). BARBIER R., 824. — ENAY R., 206. — HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J., 217. — LEFAVRAIS-RAYMOND A., BOULADON J. et LIENHARDT G., 160. — LIENHARDT G., RICOUR J. et SARROT-REYNAULD J., 159. — SARROT-REYNAULD J., 185.
Istrie. AUBOUIN J. et NEUMANN M., 388.
Italie. AUBOUIN J., 487. — BLOCH J.-P., 100. — CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl., 915. — CAIRE A. et TRUILLET R., 229. — GUILLAUME A., 951. — LEMOINE M., 97, 102, 234. — MICHARD A., 228.

J

- JAEGER J.-L. Obs. comm. G. DEICHA, 70.
Jaen (Région de). BUSNARDO R., 324.
 JAMOND C. et LAPADU-HARGUES P. Étude de quelques oligo-éléments dans la série basique du Mont-d'Or lyonnais (Rhône). 243, 939.
J. Bani. DESTOMBES J., 747.
J. Béchar (Bassin du). REMACK-PETITOT M.-L., 240.
J. Zini. DESTOMBES J., 747.
 JEANNET A. Prés. d'ouvr., 111 (err., 161).
 JEKHOWSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A. Reconnaissance palynologique du Permien, Trias et Jurassique des sondages effectués par la Société des pétroles de Madagascar dans le bassin de Morondava, 166.
 JULIUS Ch. La microfaune de Foraminifères de quelques gisements classiques d'âge burdigalien dans le Bordelais, 243, 942.
 JUNG J. et BROUSSE R. Prés. d'ouvr., 62.
Jura. RICOUR J., HORON O. et LIENHARDT G., 156.
Jura (Dpt). GREBER Ch. et LIENHARDT G., 651. — GUDEFIN H., 169. — LIENHARDT G., 203, 661.
Jurassique. — ALLOITEAU J., 288. — ASTRE G., 300. — BUSNARDO R. et DURAND DELGA M., 278. — CHAUVE P., 345. — DIDON J., 352. — DUBAR G. et PEYRE N. et Y., 330. — JEKHOWSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A., 166.

K

- KARAMATA St. Voir CIRIĆ Br., 112, 376.
 KARPOFF R. Le Cambro-Ordovicien de l'Adrar des Iforas

- (Sahara soudanais), 16. — Existence probable d'une tillite au NW de l'Adrar des Iforas (Sahara), 176.
Karst. BARBIER R., 59, 824.
 KERAUDREN M. Sur l'origine du conglomérat de base de la transgression carbonifère sur le bord nord-ouest du bassin de Châteaulin (Finistère), 225.
Kerguelen (Iles). AUBERT DE LA RUE E., 179.
 KETTNER R. Prés. d'ouvr., 146.
Kilauea (Éruption récente). BELLAIR P., 79.
Kiméridgien. STCHÉPINSKY V., 758.
Kiona. CELET P., 427. — PAPASTAMATIOU J., 398.
 KLEIN Cl. La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique, 203, 768.
 KLINGEBIEL A. Sur la présence de dolomie microcristalline dans les molasses oligocènes du Bordelais, 144 (err. 195).
 KOCH P. Nécrologie, 148.
 « **Konglomeratische Mergel** ». DUPLAIX S. et FALLOT P., 308.
 KRISHNAN M. S. Prés. d'ouvr., 230.
 KRUMBEIN W. C. Voir SLOSS L. L., 146.
 KUJAWSKI H. Remarques sur les calcaires éocènes de Tunisie, 178.

L

- Labourd* (Massif du). CHENEVOY M., 238.
Lacanau-Océan. PAQUEREAU M.-M., 143.
La Caume (Cailloutis). DEMARCO G., 741.
 LAFFAILLE J. Grès oolithique d'aspect dunaire, indice d'émersion dans l'Oolite de Bure (Portlandien, Haute-Marne), 159.
 LAJOINIE J.-P. Observations sur le Primaire de la région de Bobo-Dioulasso (Haute-Volta), 105, 208.
Lamellibranches. ASTRE G., 300. — MILOVANOVIĆ B., 366.
La Mure. HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J., 217.
Lanvaux (Anticlinal de). CHAUVEL J.-J., 12.
Laos. FONTAINE H. et LEMOINE M., 27.
 LAPADU-HARGUES P. Voir JAMOND C., 243, 939.
 LAPPARENT A. F. DE. Allocution, 5. — Voir AUSSÉDAT J.-L., 120.
 LASSERRE M. Voir CHATONIER D., 16.
 LAURENTIAUX D. et LAURENTIAUX-VIEIRA F. A propos du gigantisme des Insectes carbonifères, 96. — Nouveaux Arachnides du terrain houiller, 96.
 LAVEINE J.-P. Voir CARETTE J., 94, 552.
Lawsonite. ELLENBERGER F., 190.
 LECOINTRE G. Prés. d'ouvr., 70, 230. — Observation au sujet de la note de M. Ricour sur la genèse des niveaux salifères, 137. — Obs. comm. A. CAILLEUX, 200. — Obs. comm. J. BOURCART, 202. — Voir BIBERSON P., 230.
 LE COZ J. Voir DRESCH J., 108.
 LEDRAN Chr. Sur les cuticules des Cordaïtales. Note préliminaire, 96, 653.
 LEFAVRAIS-RAYMOND A., BOULADON J. et LIENHARDT G. Sur le Tertiaire du Bas-Dauphiné (Note préliminaire), 160.
 LEGRAND Ph. Sur la présence du genre *Lonograptus* au Sahara septentrional, 241.
 LEGOUX P. Les périclites de Conakry et du Kaloum (République de Guinée) et leur serpentisation, 51, 50.
 LE MERRER A. Voir CARETTE J., 94, 552.
 LEMOIGNE Y. Sur la structure des Sigillaires, 96, 657.
 LEMOINE M. Voir FONTAINE H., 27. Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise.

- naise, 97. — Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales de Briançon et du Queyras), 102 (*err.*, 161). — Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au col du Longet (source de l'Ubaye, Basses-Alpes) : conséquences tectoniques et paléogéographiques, 234.
- LEMOINE R. G. Voir ZANS V. A., 177.
- Lérída (Prov. de). SOUQUET P., 240.
- Lessay. GRAINDOR M.-J., PINEL A. et ROBLOT M.-M., 43. — PELHATE A., 127.
- Lettenkohle. GUDEFIN H., 169.
- LETULLIER A. Voir JEKHOVSKY B. DE, 166.
- LÉVÊQUE P. Auscultation de quelques fondations de barrages au Maroc, 213. — Voir Hlavek R., 213.
- Lias. BLOCH J.-P., 100. — JAMOND C. et LAPADU-HARGUES P., 939.
- supérieur. ELMI S., 223.
- Libye. HOFFSTETTER R., 41.
- LIENHARDT G. Voir GREBER Ch., 96, 651. — Caractères généraux des tonsteins du bassin stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura), 96, 661. — Voir RICOUR J., 104, 156. — Voir LEFAVRAIS-RAYMOND A., 160. — De la présence de la phase orogénique saaliennne dans le Jura lédonien (Note préliminaire), 203.
- LIENHARDT G., RICOUR J. et SARROT-REYNAUD J. Interprétation nouvelle de la série triasique du Grand-Serre (Isère), 159.
- LINARES A. Données micropaléontologiques sur les environs de Domingo-Pérez (chaîne subbétique, prov. de Grenade), 75, 322.
- Linéations. GUITARD G., 862.
- LIBOUTRY L. Prés. d'ouv., 88.
- Loess. ALIMEN H., 184.
- Loire (Dpt). MAISTRE J. DE, 673. — VANDENBERGHE A., 687.
- LOMBARD J. [Annonce de la modification du bureau du Comité national de Géologie], 232.
- Longet (Col du). LEMOINE M., 234.
- Lons-le-Saunier (Région de). GUDEFIN H., 169.
- LOUVEL Chr. Ramification d'une tige principale de *Lyginopteris oldhamia* BINNEY, 96, 666.
- Lozère (Dpt). BOULADON J., 906. — DÉVIGNE J.-P., GAY G. et NICOLINI P., 168.
- LYS M. Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- M
- Macédoine. MERCIER J., 435.
- MACHÉRAS G. Détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques, 33, 76.
- Madagascar. DECARY R., 173. — DELBOS L., 790. — JEKHOVSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A., 166. — VARLAMOFF N., 711.
- Madréporaires. ALLOITEAU J., 288.
- Maestrichtien. DUCASSE J. et VIGNEAUX M., 155.
- Magmatisme dinarique. CIRIĆ B. et KARAMATA S., 376. — CIRIĆ B., 381.
- MAGNÉ J. Voir DURAND DELGA M., 74, 302.
- MAISTRE J. DE. Une plante guide du Stéphanien du bassin de Saint-Étienne : *Odontopteris pseudoschlotheimi* nov. sp., 97, 673.
- Majorque (Ile de). ESCANDELL B. et COLOM G., 267.
- Malaga (Environs de). AZÉMA, 340.
- Mammifères. ARAMBOURG C., 888. — ASTRE G., 14, 154. — RUSSELL D. E., 195.
- Manche (Dpt). ELHAÏ H., 134. — GRAINDOR M.-J., PINEL A. et ROBLOT M.-M., 43. — PELHATE A., 127. — PERRIN R., 84.
- Marburg (Musée. Archaeocyatha). DEBRENNE F. et M., 695.
- MARIE P. Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- Marne (Dpt). RUSSELL D. E., 195.
- Marne (Haute-) (Dpt). LAFFAILLE J., 159. — STCHÉPINSKY V., 758.
- Maroc. ARAMBOURG C. et DUFFAUD F., 172. — DANZÉ-CORSIN P., 590. — DEBRENNE F., 118. — DESTOMBES J., 747. — DRESCH J. et LE COZ J., 108. — DUFFAUD F., 728. — DURAND DELGA M. et MATTAUER M., 22. — GIGOUT M., 42. — MORTIER F. et STRETTA E., 834.
- Massif armoricain. CHAUVEL J. J., 12. — COGNÉ J., 213. — DEFLANDRE G., 119. — GRAINDOR M.-J., PINEL A. et ROBLOT M.-M., 43. — KLEIN Cl., 768.
- Massif central (Bordure nord). RICOUR J., HORON O. et LIENHARDT G., 156.
- MASUREL Y. Sur la bordure orientale du massif de Tanneron (Alpes-Maritimes) et la « ria » pliocène de la Siagne, 56 (*err.*, 122).
- MATHIEU G. Une nouvelle coupe de la faille du Mirebalais à l'Ouest de Mirebeau (Vienne), 142.
- MATSCHINSKI M. La « lenteur » des phénomènes glaciaires, 30.
- MATTAUER M. Voir DURAND DELGA M., 22. — Prés. d'ouv., 62. — Attribution du Prix de la fondation Pierre Pruvost. Remerciements, 131.
- MATTAUER M., PROUST F. et REMY J.-M. Observations sur les terrains cambro-ordoviéens de la Montagne-Noire entre Saint-Chinian et Ferrières-Poussaron (Hérault), 39.
- MAUBEUGE P. L. Quelques remarques sur la constitution géologique profonde du bassin de Paris (terrains triasiques), 7.
- Maurienne (Haute-). ELLENBERGER F., 190.
- Mauritanie. BASSOT J.-P. et DELPY J., 82. — BENSE Cl., 83. — DELPY J., 81. — VILLEMUR J. R., 11, 27.
- MAUTORT J. DE. Voir RICOUR J., 159, 200.
- Mbout (Région de). BASSOT J.-P. et DELPY J., 82.
- Mechra-Homadi (Barrage de). MORTIER F. et STRETTA E., 834.
- MEQUENEM R. DE. Néctologie, 165.
- Médoc (Littoral). CARALP M. et VIGNEAUX M., 796.
- MERCIER J. Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque, 114 (titre modifié), 435. — Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- Mésobellénique (Sillon). BORNOVAS J., 25.
- Mésozoïque. CIRIĆ B. et KARAMATA S., 376.
- Métallogénie. BOULADON J., 906. — DÉVIGNE J.-P., GAY G. et NICOLINI P., 168. — JAMOND C. et LAPADU-HARGUES P., 939. — SARCIA J. et J. A., 76.
- Métamorphisme. CHENEVOY M., 238. — COGNÉ J., 213. — ELLER J.-P. VON, 15. — GUITARD G., 862.
- Métamorphisme alpin. ELLENBERGER F., 190. — permien. MICHAUD A., 228.
- Meuse (Dpt). STCHÉPINSKY V., 758.
- MICHAUD P. Age néopremien de quelques micaschistes de la région de Sempeyre (Val Varaita, Italie), 228.
- MICHEL P. et CAILLON G. Quelques précisions apportées par les récents travaux de la Régie autonome des pétroles en Savoie, 53.
- Microfossiles précambriens. DEFLANDRE G., 119.
- Micropoudingues. DOLLÉ P., 600.
- MILOVANOVIĆ B. Stratigraphie du Sémonien dans les Dinarides yougoslaves d'après les Rudistes, 112, 366.
- Minérales (Sources). CHATONIER D. et LASSERRE M., 19.
- Miocène. BOURCART J., 200. — CATZIGRAS F., 141. — GOHAU G. et VESLIN J., 764.

- Miocène inférieur.** CARALP M., MOYES J. et VIGNEAUX M., 71.
Miocène-Pliocène (Limite). DEMARCO G., 741.
Mirebalais (Faille du). MATHIEU G., 142.
MIROUSE R. La série dévono-carbonifère dans la haute vallée du Gave de Brousset (Basses-Pyrénées), 10. — Extension du Dévonien supérieur dans les hautes vallées d'Ossau et d'Aspe (Basses-Pyrénées), 31.
Molasse. RECH-FROLLO M., 752.
Molteno (Couches du). FABRE J. et GREBER Ch., 178.
Montagne-Noire. GÈZE B., 116. — MATTAUER M., PROUST F. et REMY J.-M., 39. — REMACK-PETITOT M.-L., 240.
Monte Vecchio. GUILLAUME A., 951.
Montmurat. ASTRE G., 154.
Morbihan (Dpt). CHAUVEL J.-J., 12.
MORET L. Prés. d'ouv., 190.
MORIN Ph. Voir AGARD J., 34.
Morondava (Bassin de). JEKHOWSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A., 166.
Morphologie climatique. DRESCH J., RONDEAU A. et EL AOUMI M., 137.
— littorale. BOURCART J. et BOILLOT G., 45. — ELHAÏ H., 134. — GANDILLOT J., 38. — OTTMANN F., 175.
MORTIER Fr. et STRETTA E. Étude géotechnique du barrage de dérivation de Mechra-Homadi (Maroc oriental), 216 (titre modifié), 834.
MOTTA Fr. et ROCH E. Bauxites d'Espagne : observations et interprétation, 40.
MOYES J. Voir CARALP M., 7, 32, 71, 226.

N

- NALIWKIN D. W.** Prés. d'ouv., 231.
Nannoconidés. CARATINI Cl., 106.
Néorologie. ADKINS W. S., 165. — ASSELBERGHS E., 125. — BLANC A. C., 165. — BOURRET R., 165. — BRUNETEAUX E., 21, 126. — CLAVIER B., 126. — DALLONI M., 125. — DONCIEUX L., 36. — DUPARQUE A., 133. — FALLOT P., 165. — GHICA-BUDESTI S., 76, 125. — JACQUET A., 126. — KOCH P., 148. — LASSALLE V., 126. — LEGRAYE M., 125. — LEHMANN W. M., 125. — MECQUENEM R. DE, 165. — PESSON-DIDION M., 126. — SCHATSKY N. S., 221. — SCHENK H. G., 165. — THIBAUT P., 126.
Néogène. GÈZE B., 33.
Népal. BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3.
NEUMANN M. Voir AUBOUIN J., 113, 388, 114, 452. — la présence du genre *Preverina* dans l'Oligocène de Grèce, 114, 450.
Nice (Arc de). GÈZE B., 33, 37.
NICOLINI P. Voir DÉVIGNE J.-P., 168.
Nigritien. KARPOFF R., 176.
NONN H. et TRICART J. Étude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne), 29, 41.
Nummulitique. AZÉMA J., 340. — DUCASSE O., VEILLON M. et VIGNEAUX M., 113. — FOUCAULT A., 318. — Voir Éocène.

O

- Océanographie côtière.** GANDILLOT J., 38.
Oeta (Mont). BORNOVAS J., 25. — PAPASTAMATIOU J., 398.
Œufs d'Oiseaux. TOURAINE F., 783.
Oligocène. ASTRE G., 180. — KLINGEBIEL A., 144. — NEUMANN M., 450.
Oligoéléments. JAMOND C. et LAPADU-HARGUES P., 939.

- OLIVE Ph.** Sur la stratigraphie et la structure du Crétacé supérieur aux environs de Bugarach, 149.
OLIVEROS J. M., ESCANDELL B. et COLOM G. Prés. d'ouv., 208.
Ordovicien. DESTOMBES J., 747. — KLEIN Cl., 768. — **supérieur.** CAVET P., 847.
Orogénèse. GIDON P., 40. — **alpine.** BRUNN J. H., 470.
Ossau (Haute vallée d'). MIROUSE R., 31.
OTTMANN Fr. Une hypothèse sur l'origine des « arrecifes » du Nordeste brésilien, 175.
Ougartien. CHAVAILLON J., 182.
OULIANOFF N. Voir CORBIN P., 34.
OVTCHINIKOFF A. M. Prés. d'ouv., 18.

P

- Padern.** BEAUVAIS M., 723.
Paléocène. BUTTERLIN J. et BONET F., 14.
Paléozoïque. BASSOT J.-P. et DELPY J., 82. — BENSE Cl., 83. — CARRON J.-F., 183. — CAVET P., 847. — CHENEVOY M., 238. — DELPY J., 81. — DU DRESNAY R., 117. — FONTAINE H. et LEMOINE M., 27. — LAJOINIE J.-P., 208. — REMACK-PETITOT M.-L., 240. — **(Métamorphisme).** TRICART J., 139.
Palynologie. ALPERN B., 527. — CARETTE J. et *alt.*, 552. — DOUBINGER J., 607. — JEKHOWSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A., 166. — PAQUEREAU M.-M., 143.
PAPASTAMATIOU J. La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta, 113, 398.
PAQUEREAU M.-M. Tourbes et forêt fossile du littoral de Lacanau-Océan (Gironde), 143.
PAREA G. Cl. et WEZEL F. C. Les sédiments actuels du lac Majeur (Haute-Italie), 203.
PARÉYN Cl. Obs. comm. R. PERRIN, 85.
Parisien (Bassin). ABRARD R., 67. — BALAVOINE P. et HUILLERET A., 154. — CARATINI Cl., 106. — FEUGUEUR L., 831. — FISCHER J.-Cl., 895. — LAFFAILLE J., 159. — MAUBEUGE P. L., 7. — RICOUR J., 104. — SOYER R., 145. — STCHÉPINSKY V., 758.
PARJADIS DE LARIVIÈRE N. Quelques précisions sur les formations spilitiques de la couverture triasique du massif cristallin du Grand-Châtelard (Savoie), 60, 108.
Parnasse. CELET P., 427. — PAPASTAMATIOU J., 398.
Patagonie. AUBERT DE LA RÛE E., 49.
Pectinidés. CATZIGRAS F., 141.
Pédologie. GIGOUT M., 8.
Pegmatites. VARLAMOFF N., 711.
Peillac. CHAUVEL J.-J., 12.
pélagienne (Zone). MERCIER J., 435.
PELHATE A. Remarques sur le Pliocène de Lessay (Manche), 67, 127.
Péloponèse. DERCOURT J., 415.
Péloritains (Monts). CAIRE A. et TRUILLET R., 229.
Péridotites. LEGOUX P., 50.
Périglaciaire. ALIMEN H., 184. — DRESCH J., RONDEAU A. et EL AOUMI M., 137. — NONN H. et TRICART J., 41. — ROUX J., 168, 238.
Permien. FONTAINE H., 174. — JEKHOWSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A., 166. — LIENHARDT G., 203. — MICHAUD A., 228. — **inférieur.** FEYS R., 610.
PERRIN R. A propos de la discussion sur le granite de Flamanville, 84.
Pétrographie sédimentaire. COTILLON P., 170, 779. — DÉVIGNE J.-P., GAY G. et NICOLINI P., 168. — DU-

- PLAIX S. et FALLOT P., 308. — KLINGEBIEL A., 144. — LAFFAILLE J., 159. — RECH-FROLLO M., 752.
- PEYRE N. et Y. VOIR DUBAR G., 75, 320.
- Photographie aérienne** GANDILLON J., 38.
- Pharusien** GUÉRANGÉ B. et VIALON P., 57.
- Phulchauri**. BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3.
- Pichauris** (*Collines de*). GUIEU G., 736.
- PILLET J. Voir BORDET P., 6, 3.
- PINEL A. Voir GRAINDOR M.-J., 43.
- Pliocène**. BOURCART J., 38. — ELHAÏ H., 134. — MASUREL Y., 56. — PELHATE A., 127. — RUSSO Ph., 51.
- Plomb**. BOULADON J., 906.
- Polypiers**. ALLOITEAU J., 268. — BEAUVAIS M., 723.
- Pontien**. CORNET C., 153.
- Portlandien**. ALLOITEAU J., 288. — AUSSÉDAT J.-L., DUMON P. et LAPPARENT A. F. DE, 120. — COCUDÉ-MICHEL M., 707. — LAFFAILLE J., 159.
- POUQUET J. Le remplissage des amphores grecques relevées par 40 m de fond sur le littoral provençal, 187.
- préapulienne (Zone)**. BORNOVAS J., 410.
- Prébétique**. BUSNARDO R., 324.
- Précambrien**. CHOUBERT B., 855. — DELBOS L., 790. — GUÉRANGÉ B. et VIALON P., 57. — (**Microfossiles**). DEFLANDRE G., 119.
- Primaire**. Voir **Paléozoïque**.
- PROUST F. Voir MATTAUER M., 39.
- Provence**. CATZIGRAS F., 141.
- PRUD'HOMME J. Le genre *Amphiblestrella*, nouveau genre de Bryozoaires cheilostomes, 243, 947.
- Puget-Théniers**. THOMEL G., 87.
- Pyréniens**. CAVET P., 847. — DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E., 28. — REMACK-PETITOT M.-L., 240.
- (**Basses-**) (Dpt). CHENEVOY M., 238. MIROUSE R., 10, 31.
- **centrales**. ALIMEN H., 184.
- **Orientales** (Dpt). GUITARD G., 862. REMACK-PETITOT M.-L., 240.
- pyriteuse (Faune)**. THOMEL G., 81.

Q-R

- Quaternaire**. ALIMEN H., 184. — ASTRE G., 154. — BOURCART J. et BOILLOT G., 45. — CHAVAILLON J., 182. — DECARY R., 173. — DRESCH J. et LE COZ J., 108. — FONTAINE H., 174. — GÈZE B., 37. — GIGOUT M., 8, 42. — MATSCHINSKI M., 30. — NONN H. et TRICART J., 41. — PAQUEREAU M.-M., 143. — POUQUET J., 187. — ROUX J., 168, 238. — RUSSO Ph., 51. — VOÛTE C., 86.
- Quérigut (Nord du granite de)**. CAVET P., 855.
- RAGUIN E. Voir DESTOMBES J.-P., 21, 28. — Obs. comm. J. et J. A. SARCIA, 78. — Obs. comm. P. CAVET, 853.
- RASUMNY J. Essais microchimiques par écrasement : réaction avec l'acide chlorhydrique, 68.
- RECH-FROLLO M. Flysch et molasse, 200, 752.
- REICH H. Prés. d'ouv., 210.
- REMAC-PETITOT M.-L. Contribution à l'étude du Gothlandien des bassins d'Adrar-Reggane et Tinrhert (Sahara), 29, 230. — Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar-Reggane et du J. Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire, 115 (titre modifié), 240.
- REMY J.-M. Voir MATTAUER M., 39.
- Reptiles**. ARAMBOURG C. et DUFFAUD F., 172. — COCUDÉ-MICHEL M., 707. — ELLENBERGER F. et P., 236. — HOFFSTETTER R., 41.
- Réunion (Ile de la)**. AUBERT DE LA RUE E., 179.

- Rharbien**. DRESCH J. et LE COZ J., 108.
- Rhin (Haut-)** (Dpt). ELLER J.-P. VON, 15.
- Rhône** (Dpt). JAMOND C. et LAPADU-HARGUES P., 939. — RUSSO Ph., 51.
- Rhyolites**. CIRIĆ B., 381.
- RICOUR J. Genèse des niveaux salifères et particulièrement de ceux du Trias (Note préliminaire), 78. — Obs. comm. M. LEMOINE, 103. — Remarques sur quelques notes de M. Maubeuge, 104. — Voir LIENHARDT G., 159. — Obs. comm. A. BONTE, 216.
- RICOUR J., HORON O. et LIENHARDT G. Le Trias du Jura, de la Bresse, de la plaine de la Saône et de la bordure nord du Massif central (Note préliminaire), 104, 156.
- RICOUR J. et MAUTORT J. DE. Microfaciès caractéristiques du Trias lorrain, 159, 200.
- Rif septentrional**. DURAND DELGA M. et MATTAUER M., 22.
- Rigaud**. THOMEL G., 81.
- ROBINSON A. G. Prés. d'ouv., 63.
- ROBLOT M.-M. Voir GRAINDOR M.-J., 43.
- ROCH E. Voir MOTTA F., 40. — Voir ZANS V. A., 177.
- Rodez (Départ de)**. VETTER P., 693.
- ROGER J. [Organisation d'un groupe pour l'étude de la terminologie des Sciences de la Terre], 208.
- Rognacien**. FABRE-TAXY S. et TOURAINE F., 224.
- ROLLET M. Remarques préliminaires sur quelques formations du Sud de la Skopska Crna Gora (Macédoine yougoslave), 113, 396.
- RONDEAU A. Voir DRESCH J., 137.
- Roquebrune (Conglomérat de)**. BOURCART J., 200.
- ROUX J. Le Glaciaire du bassin de la Haute-Seine d'après les formations alluvionnaires de Seine-Port, 168. — Sur les causes des anomalies de la Seine durant le Glaciaire, 238.
- Rudistes**. ASTRE G., 300. — MILOVANOVIC B., 366.
- RUSSELL D. E. L'anatomie crânienne de deux Créodontes du Paléocène de France, 158, 195.
- RUSSELL W. L. Prés. d'ouv., 99.
- RUSSO Ph. Le delta du confluent Saône-Rhône au Préglaciaire, 15. — Géologie et hydrogéologie de la colline de la Croix-Rousse et de ses abords (Lyon, Rhône), 29. — Le « delta » de la Saône préglaciaire, 51. — Essai de coordination de certains fossés et aires de subsidence de l'Ouest européen, le grand accident transeuropéen, 173.

S

- saalienne (Phase)**. LIENHARDT G., 203.
- SAH S. C. D. Voir JEKHOVSKY B. DE, 166.
- Sahara**. BASSOT J.-P. et DELPY J., 82. — BENSE CL., 83. — BONNET A., FABRE J. et FEYS R., 534. — BUSSON G., 54. — CHAVAILLON J., 182. — DELPY J., 81. — DU DRESNAY R., 117. — DUBOIS P., 94. — GUÉRANGÉ B. et VIALON P., 57. — HOFFSTETTER R., 41. — KARPOFF R., 16, 176. — LEGRAND Ph., 241. — REMACK-PETITOT M.-L., 230, 240. — VILLEMUR J. R., 11, 27.
- Saint-Chinian**. MATTAUER M., PROUST F. et REMY J.-M., 39.
- Saint-Péray**. DEMARCQ G., 107.
- Saint-Restitut (Cailloutis)**. DEMARCQ G., 741.
- Saintes (Région de)**. CAILLEUX A., 199.
- Sal (Ile de)**. LECOINTRE G., 137.
- salifères (Genèse des niveaux)**. RICOUR J., 78. — LECOINTRE G., 137.
- Sampeyre (Région de)**. MICHARD A., 228.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA M. Prés. d'ouv., 45.

T

- Santonien.** AUSSÉDAT J. L., DUMON P. et LAPPARENT A. F. DE, 120.
- Saône (Delta).** RUSSO Ph., 51.
- Saône (plaine de la).** RICOUR J., HORON O. et LIENHARDT G., 156.
- SARCIA J. et J. A.** Indices uranifères dans la région d'Anarak (Plateau central iranien), 76.
- SARROT-REYNAULD J.** Voir LIENHARDT G., 159. — Le rôle des failles transverses dans la structure de la bordure est du massif du Vercors au S de Grenoble, 185. — Voir HAUDOUR J., 217.
- Sassenage.** BARBIER R., 824.
- SAURIN E.** Foraminifères et position stratigraphique de quelques calcaires anthracolithiques indochinois, 171.
- Savoie (Dpt).** ELLENBERGER F., 190. — PARJADIS DE LARIVIÈRE N., 108.
- Savoie (Haute-) (Dpt).** MICHEL P. et CAILLON G., 53.
- SCHATSKY N. S.** Nécrologie, 221.
- SCHENCK H. G.** Nécrologie, 165.
- SCHIEFERDECKER A. A. G.** Prés. d'ouvr., 19.
- SCHULING R. D.** Le dôme gneissique de l'Agout, 85.
- SCHULING R. D. et DE WIDT J.** Sur la genèse du dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault), 80.
- Sédimentation continentale.** ALIMEN H., 184. — CAILLEUX A., 199.
- **fluvio-glaciaire.** ROUX J., 168, 238.
- **littorale.** BOURCART J. et BOILLOT G., 45. — **POUQUET J.**, 187.
- Sédimentologie.** DOLLÉ P., 600. — GRANGEON M., 630. — LIENHARDT G., 661. Voir **Pétrographie sédimentaire.**
- Secondaire.** DUFFAUD F., 728.
- Seine-et-Marne (Dpt).** ROUX J., 168, 238.
- Seine-et-Oise (Dpt).** BALAVOINE P. et HUIILLERET A., 154.
- Seine-Maritime (Dpt).** ABRARD R., 67. — CARATINI Cl., 106. — FEUGUEUR L., 831.
- Sénonien.** BEAUVAIS M., 723. — MILOVANOVIĆ B., 366. — SÉRONIE-VIVIEN M., 98.
- SÉRONIE-VIVIEN M.** Les affleurements sénoniens de la tranchée du gaz de Lacq en Charente, 56, 98.
- Serpentine.** LEGOUX P., 50.
- Sicile.** CAIRE A. et TRUILLET R., 229. — CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl., 915.
- SIGAL J.** Voir AUBOUIN J., 114, 452.
- Silurien.** BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3. — VILLEMUR J. R., 27.
- Siran.** ASTRE G., 14.
- sismiques (Ondes).** AFANASSIEV G. D., 801.
- Skopska Crna Gora.** ROLLET M., 396.
- SLOSS L. L., DAPPLES E. C. et KRUMBEIN W. C.** Prés. d'ouvr., 146.
- SORNAY J.** Voir AUBOUIN J., 452.
- SOUQUET P.** Sur la stratigraphie du Crétacé supérieur des Sierras de Turp et d'Aubens (province de Lérida, Espagne), 240.
- SOYER R.** Les zones gypseuses anté-ludiennes préservées de l'Ile-de-France, 80, 145.
- SOYER R. et CAILLEUX A.** Prés. d'ouvr., 18.
- Sparnacien-Cuisien.** ABRARD R., 67.
- Spillites.** PARJADIS DE LARIVIÈRE N., 108.
- STCHÉPINSKY V.** Le Kimméridgien haut-marnais, 200, 758.
- STRAHLER A. N.** Prés. d'ouvr., 121.
- STRETTA E.** Voir MORTIER F., 216, 834.
- Structure pétrographique de l'écorce terrestre.** AFANASSIEV G. D., 801.
- Syrie.** ELLIOTT G. F., 152.
- Tagant.** DELPY J., 81.
- Tanneron (Massif de).** MASUREL Y., 56.
- Taoudennî (Bassin de).** VILLEMUR J. R., 11, 27.
- Tebaga de Medenine.** BUSSON G., 54.
- Tectonique.** GIDON P., 40.
- **(Quaternaire) Madagascar.** DECARY R., 173.
- **(Carbonifère).** — **BOUROZ A.**, 540. **BONNET A.**, **FABRE J.** et **FEYS R.**, 534. — **DOLLÉ P.**, 600. — **FREYTET P.**, 621. — **TERMIER H. et G.**, 677.
- **Afrique du Nord.** DURAND DELGA M. et MATTAUER M., 22.
- **Alpes.** BARBIER R., 66. — **BLOCH J.-P.**, 100. — **GÈZE B.**, 33, 37. — **GUILLAUME A.**, 951. — **LEMOINE M.**, 97, 102, 234. — **MASUREL Y.**, 56. — **MICHEL P. et CAILLON G.**, 53. — **SARROT-REYNAULD J.**, 185.
- **Aquitaine.** CARALP M., MOYES J., VEILLON M. et VIGNEAUX M., 226. — **CARALP M. et VIGNEAUX M.**, 796.
- **Bassin parisien.** FISCHER J. Cl., 895.
- **Corbières.** COMBES A., 151. — **OLIVE Ph.**, 149.
- **Espagne.** COLCHEN M., 135. — Voir **Cordillères bétiques.**
- **Grèce.** AUBOUIN J., 487. — **AUBOUIN J. et BRUNN J. H.**, 363. — **AUBOUIN J. et alt.**, 452. — **BORNOVAS J.**, 25, 410. — **BRUNN J. H.**, 470. — **CELET P.**, 427. — **DERCOURT J.**, 415, 961. — **MERCIER J.**, 435. — **PAPASTAMATIOU J.**, 398.
- **Guyane.** CHOUBERT B., 855.
- **Italie méridionale.** AUBOUIN J., 487. — Voir **Tectonique Sicile.**
- **Jura.** LIENHARDT G., 203.
- **Maroc.** DUFFAUD F., 728.
- **Massif armoricain.** CHAUVEL J.-J., 12. — **COGNÉ J.**, 213. — **KERAUDREN M.**, 225. — **KLEIN Cl.**, 768.
- **Mer Rouge.** VOÛTE C., 86.
- **Montagne-Noire.** GÈZE B., 116. — **MATTAUER M.**, **PROUST F. et REMY J.-M.**, 39.
- **Provence.** BOURCART J., 38. — **GUIEU G.**, 735.
- **Pyrénées.** ASTRE G., 180. **DESTOMBES J.-P. et RAGUIN E.**, 28.
- **Sahara.** BASSOT J.-P. et DELPY J., 82. — **GUÉRANGÉ B. et VIALON P.**, 57.
- **Sicile.** CAIRE A. et TRUILLET R., 229. — **CAIRE A.**, **GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl.**, 915.
- **Yougoslavie.** MILOVANOVIĆ B., 366. — **CIRIĆ B. et KARAMATA S.**, 376. — **CIRIĆ B.**, 381. — **ROLLET M.**, 396. — **BRUNN J. H.**, 470. — **AUBOUIN J.**, 487.
- TERMIER H. et G.** Prés. d'ouvr., 46, 146, 209. — **L'épéirogène méso-carbonifère et ses conséquences**, 97, 677.
- Terminologie des Sciences de la Terre.** ROGER J., 208.
- Tertiaire.** BORNOVAS J., 25. — **CAIRE A.**, **GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl.**, 915. — **COMBES A.**, 151. — **ELLIOTT G. F.**, 152. — **LEFAVRAIS-RAYMOND A.**, **BOULADON J. et LIENHARDT G.**, 160. Voir **Cénozoïque.**
- Thanétien.** ABRARD R., 67. — **RUSSELL D. E.**, 195. — **TOURAINÉ F.**, 783.
- THOMEL G.** Observations sur l'Aptien et sur l'Albien des environs de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes), 40, 87. — Sur une faune pyriteuse du Cénomanien inférieur de Rigaud (Alpes-Maritimes), 81.
- Tillite.** DELPY J., 81. — **KARPOFF R.**, 176.
- TING T. H. (Coll.)** DEBRENNE F. et M., 695.
- Tithonique.** ASTRE G., 300. — **FOUCAULT A.**, 227.
- Tonsteins.** LIENHARDT G., 661.
- Toulouse.** ASTRE G., 180.
- TOURAINÉ F.** Œufs d'oiseaux de très grande taille dans

l'Éocène inférieur de Provence, 188, **783**. — Voir FABRE-TAXY S., 224.

Tourbes quaternaires. PAQUEREAU M.-M., 143.

Trémadoc. LEGRAND Ph., 241.

Trias. ARAMBOURG C. et DUFFAUD F., **172**. — FABRE J. et GREBER Ch., **178**. — GUDEFIN H., **168**. — GUILLAUME A., **951**. — JEKHOWSKY B. DE, SAH S. C. D. et LETULLIER A., 166. — LIENHARDT G., RICOUR J. et SARROT-REYNAULD J., 159. — MAUBEUGE P. L., 7. — PARJADIS DE LARIVIÈRE N., **108**. — RICOUR J., 78, 104. — RICOUR J., HORON O. et LIENHARDT G., **156**. — gypseux (Dissolution). HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J., 217.

— **lorrain (Microfaciès).** RICOUR J. et MAUTORT J. DE, 200.

Trias supérieur-Rhétien. ELLENBERGER F. et P., 236.

TRICART J. Voir NONN H., 29, **41**. — Voir CAILLEUX A., 87. — Sur l'âge de la dernière poussée de métamorphisme de la dorsale brésilienne (aux environs de Belo Horizonte, Minas Geraes, Brésil), 139.

TRICART J. et CARDOSO DA SILVA T. Aspects de la sédimentation glaciaire éocambrienne dans l'état de Bahia (Brésil), 140.

Trilobites. BORDET P., CAVET P. et PILLET J., 3.

TRUILLET V. Voir CAIRE A., 229.

Tunisie. BUSSON G., 54. — DRESCH J., RONDEAU A. et EL AOUANI M., 137. — KUJAWSKI H., 178.

Turonien. CARATINI Cl., 106.

Turp (Sierra de). SOUQUET P., 240.

U-V

Ubaye (Sources de l'). LEMOINE M., 234.

ultra-rifaines (Nappes). DURAND DELGA M. et MATTAUER M., 22.

Uranium. SARCIA J. et J. A., 76.

VADASZ E. Prés. d'ouvr., 190.

Val Varaita. MICHAUD A., 228.

Valanginien. AUSSÉDAT J.-L., DUMON P. et LAPPARENT A. F. DE, 120. — COTILLON P., 60.

VANDENBERGHE A. Un Arthropode du terrain houiller de la Loire : *Eileticus pruvosti* nov. sp. Position systématique du genre *Eileticus* SCUDDER, 97, **690**. — *Pringlia demaistrei* nov. sp. : un Xiphosure (Chélicérate) du Stéphanien de la Loire, 97, **687**.

Var (Dpt). AUSSÉDAT J.-L., DUMON P. et LAPPARENT A. F. DE, 120. — CORNET C., 153. — COTILLON P., 60, 170, **779**. — FABRE-TAXY S. et TOURAINE F., 224. — TOURAINE F., **783**.

Vardar (Zone du). MERCIER J., 435.

VARLAMOFF N. Relations spatiales entre les pegmatites et les granites en Afrique centrale et à Madagascar, 170, **711**.

Végétaux fossiles. ALPERN B., 527. — BONNET A., FABRE J. et FEYS R., **534**. — BUISINE M., **546**. — CARRETTE J. et alt., 552. — CORSIN P., 566. — DALINVAL A., 573. —

DANZÉ J., **581**. — DANZÉ-CORSIN P., **590**. — DOUBINGER J., **607**. — FABRE J. et GREBER Ch., **178**. — FONTAINE H. et LEMOINE M., 27. — GREBER Ch. et LIENHARDT G., **651**. — LEDRAN Chr., **653**. — LOUVEL Chr., **666**. — MAISTRE J. DE, **673**. — VETTER P., **693**. — VEILLON M. Voir DUCASSE O., 62, **113**. — Voir CARALP M., 226.

VEILLON M. et VIGNEAUX M. Rapport entre la morphologie générale des Nummulites et le lithofaciès, 243.

Vence. GOHAU G. et VESLIN J., **764**.

Vercors. SARROT-REYNAULD J., 185.

Vertébrés. ARAMBOURG C., **888**. — ARAMBOURG C. et DUFFAUD F., **172**. — ASTRE G., 14, 154. — BONNET A., FABRE J. et FEYS R., **534**. — COCUDÉ-MICHEL M., **707**. — ELLENBERGER F. et P., 236. — HOFFSTETTER R., 41. — RUSSELL D. E., **195**.

VESLIN J. Voir GOHAU G., 202, **764**.

Vesseaux. ELMI S., 223.

VETTER P. Sur la flore autunienne du détroit de Rodez. Note préliminaire, 97 (err. 161), **693**.

VIALON P. Voir GUÉRANGÉ B., 57 (err., 122).

Vienne (Dpt). MATHIEU G., 142.

VIER G. Prés. d'ouvr., 190.

Viet-Nam. FONTAINE H., 174. — FONTAINE H. et LEMOINE M., 27. — SAURIN E., 171.

VIGNEAUX M. Voir CARALP M., 7, 32, **71**, 189, **796**, 226. — Voir DUCASSE O., 62, **113**, 155. — Voir VEILLON M., 243.

Vigny (Calcaire de). BALAVOINE P. et HUILLERET A., 154. VIGREUX S. Voir CARETTE J., 94, **552**.

Villagrains-Landiras (Anticlinal de). CARALP M., MOYES J., VEILLON M. et VIGNEAUX M., 226.

Villafranchien. ARAMBOURG C., **888**.

VILLEMUR J. R. Stratigraphie du Cambro-Silurien du NW du bassin de Taoudenni (Mauritanie), 11. — De l'absence de Gothlandien sur le versant nord du bassin de Taoudenni (Mauritanie), 27.

Viséen. DANZÉ-CORSIN P., **590**.

Volcanisme. AUBERT DE LA RÛE E., 179. — BELLAIR P., 79. — BURCART J., **38**. — CAIRE A. et TRUILLET R., 229. — CARRON J.-P., **183**. — GÈZE B., 116.

Vosges. ELLER J.-P. von, 15.

VOÛTE C. La nature et l'âge des derniers mouvements en bordure du graben de la mer Rouge, 86.

W-Z

WATERLOT G. Allocution, 4, 125.

Westphalien C. DOLLÉ P., **600**.

WETZEL R. Prés. d'ouvr., 231.

WEZEL F. C. Voir PAREA G. Cl., 203.

Wingles (Niveau marin de). BOUROZ A., **540**.

ZANS V. A., LEMOINE R. G. et ROCH E. Les « calcaires latéritisés » des Grandes Antilles, 177.

ZBYSZEWSKI G. Prés. d'ouvr., 189.

Zinc. BOULADON J., **906**.

Table des espèces.

Les noms des FAMILLES sont en petites capitales romaines, ceux des genres, espèces et variétés en italique. Les fossiles sont mentionnés à leur nom de genre et à leur nom d'espèce ou éventuellement de variété. Les renvois aux pages du *Bulletin* sont en chiffres gras, aux pages du *C. R. sommaire* en caractères ordinaires. Les numéros des planches hors texte sont en chiffres romains ordinaires (I), ceux des planches dans le texte précédés de l'abréviation t.-pl. (les numéros des fig. des planches entre parenthèses) ; les numéros des figures dans le texte sont en chiffres arabes, précédés de l'abréviation fig. (fig. 1).

- Adelocoenia parvistella* nov. sp. 289-290, IX (5), X (9).
Ajacycyathus cf. *ajax* TAYLOR. 695-706, XIX (6 a).
Ajacycyathus cf. *grandipora* TAYLOR. 695-706, XIX (4).
Ajacycyathus walliseri nov. sp. 695-706, XIX (3).
 cf. *ajax* TAYLOR (*Ajacycyathus*). 695-706, XIX (6 a).
 ALETHOPTÉRIDÉES. 546-551, tabl. 1 et 2.
Amphiblestrella cylindrica (J. DUCASSE). 947-950, fig. 1.
Amphiblestrella elegans (VON HAGENOV). 947-950.
Amphiblestrella nov. gen. *ringens* nov. sp. 947-950.
Amussium. 141-143, fig. 1.
angulostriatus (*Cordaites*). 538, XIII a (7).
arabica nov. sp. (*Streptaria*). 152-155, IV (4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 16).
Archaeocyathus irregularis (TAYLOR). 695-706, XX (5).
Archaeolynthus incertus (BEDFORD). 695-706, XIX (1, 2).
Arctocyon. 195-199, VIII (2), fig. 1 B et 2 B.
Arctocyonides. 195-199, VIII (1), fig. 1 A, 2 A.
Argyrotheca zenobiae nov. sp. 153-155, IV (6, 9, 12, 14, 15).
Aristoharpes sp. 12, I (6), fig. 5 d.
atazensis nov. sp. (*Parasmiliopsis*). 723-727, XXI (1 et 7).
Atrypa imbricata SOWERBY. 7-8.
var. bacevicensis nov. var. (*Pironaea polystyla*). 366-375, fig. 2 H.
Bavarisaurus macrodactylus (WAGNER). 707-710, fig. 2.
bavariscus nov. sp. (*Palaeolacerta* nov. gen.). 707-710, fig. 1.
beltanensis TING (*Coscincocyathus*). 695-706, XIX (5 à 7).
bilateralis (TAYLOR) (*Coscinopticta*). 695-706, XIX (10 à 13), XX (6 c).
Broilisaurus schröderi (BROILI). 707-710, fig. 3.
Bronchocyathus dentatus (TAYLOR). 695-706, XX (8).
Calamospora sp. 607-609, XV (8).
Calamospora pallida LOOSE. 607-609, XV (7).
Calamospora saariana BHARDW. 607-609, XV (6).
 nov. var. aff. var. *callavei* (LAPWORTH) [*Clonograptus tenellus* (LINNARSON)]. 241-242, 1 fig.
catenula CUSHMAN et JARVIS (*Operculina*). 14.
Cheirodus sp. (?). 536, XIII a (6).
cingulatoideus ALP. (*Verrucosporites*). 607-609, XV (3).
Cingulatonates (*Densosporites*). 527-533, XI (15 à 20).
Clausastraeopsis querolensis nov. gen., nov. sp. 292-293, IX (10), X (1).
Clonograptus tenellus (LINNARSON) nov. var. aff. var. *callavei* (LAPWORTH). 241-242, 1 fig.
colomi LAPPARENT (*Nannoconus*). 106-107, fig. 1-6.
 CORDAÏTALES. 653-656, fig. 1 et 2.
Cordaites angulostriatus. 538, XIII a (7).
corrugata (WOODWARD) DOUV. (*Pironaea*). 366-375, fig. 1 B (b, c).
corrugata var. *timacensis* MIL. (*Pironaea*). 366-375, fig. 1 B (d).
corrugata var. *transitoria* MIL. (*Pironaea*). 366-375, fig. 1 B a.
Coscincocyathus beltanensis TING. 695-706, XIX (5 à 7).
Coscincocyathus tingi nov. sp. 695-706, XIX (8, 9).
Coscinopticta bilateralis (TAYLOR). 695-706, XIX (10 à 13), XX (6 c).
Crassipora sp. 607-609, XV (11).
Crassosporites. 527-533, XII (46 à 53).
Crossotheca minima nov. sp. 581-589, XIV (1, 2), fig. 1 aa'.
cylindrica (J. DUCASSE) (*Amphiblestrella*). 947-950, fig. 1.
dagon REED [*Pterygometopus* (*Pterigometopus*)]. 9, I (1-3), fig. 5 b.
Dalmanella cf. *rostrata* DREYFUSS. 6-7, fig. 3.
Dalmanites longicaudatus orientalis REED. 9-11, I (4, 5), fig. 5 a.
 var. *dalmatinica* nov. var. (*Pironaea polystyla*). 366-375, fig. 2 E, F.
demaistrei nov. sp. (*Pringlia*). 687-689, XIII b.
Dendraena rotundata nov. sp. 581-589, XIV (6), fig. 1 d, d'.
Densosporites. 527-533, XI.
dentatus TAYLOR (*Bronchocyathus*). 695-706, XX (8).
denticulata nov. sp. (*Myriothecha*). 581-589, XIV (3).
Dictyophyllum ellenbergi nov. sp., 178-182, VI, fig. 2-3.
Dimorphomicropora n. g. *voighti* n. sp. 155-157, fig. 1-4.
 var. *dinarica* nov. var. (*Pironaea polystyla*). 366-375, fig. 2 I.
Dokidocyathus simplicissimus TAYLOR. 695-706, XX (6 b, 7).
 cf. *dulhuntyi* POT. et KL. (*Nuskoisporites*). 607-609, XV (19).
duvali POMEL (*Pachynolophus*). 14.
(Dysplanus) namshimensis REED (*Illaeus*). 11, I (7), fig. 5 c.
Eileticus pruvosti nov. sp. 690-692, XVII, fig. 1, 2.
Elasmomilia gracianskyi nov. sp. 723-727, XXI (5, 6).
Elasmomilia padernensis nov. sp. 723-727, XXI (4).
elegans (VON HAGENOV) (*Amphiblestrella*). 947-950.
Elephas primigenius BLUM. mut. *sibiricus*. 154-155.
ellenbergi nov. sp. (*Dictyophyllum*). 178-182, VI, fig. 2-3.
Elonichthys sp. 536, XIII a (2 à 5).
Endosporites ornatus WILS. et COE. 607-609, XV (22).
Epismilia sp. 288-289, IX (2, 3).
Estheria tenella JORDAN. 610-620, XVI, fig. 1 à 8.
favus (TAYLOR) (*Syringocnema*). 695-706, XX (1, 2).
Florinites sp. 607-609, XV (21).

Fungiastraea cf. oculata (Koby) OGILVIE sp. 295-296, IX (1, X (3)).

Geniculicyathus varius nov. gen. nov. sp., 118, fig. A.
gracianskyi nov. sp. (*Elasmosmilina*). 723-727, XXI (5, 6).
cf. grandipora TAYLOR (*Ajaciocyathus*). 695-706, XIX (4).

Hippurites loftusi WOODWARD. 368, fig. 1 A.

Iliaenus (*Dysplanus*) *namshimensis* REED. 11, I (7), fig. 5 c.
imbricata SOWERBY (*Atrypa*). 7-8.
incertus (BEDFORD) (*Archaeolynthus*). 695-706, XIX (1, 2).
irregularis (TAYLOR) (*Archaeocyathus*). 695-706, XX (5).
isselanum BLAINVILLE (*Propalaeotherium*). 14.

kockeli nov. sp. (*Loculocyathus*). 695-706, XX (10, 11).

Laevigatosporites medius KOS. 607-609, XV (15).
cf. laevigatus ALP. (*Speciososporites*). 607-609, XV (17).
languedocialis nov. sp. (*Parasmiliopsis*). 723-727, XXI (3).
Latosporites sp. 607-609, XV (16).
Leaia leidy (LEA). 536, fig. 2 B.
Leaia salteriana JONES. 536-538, fig. 2 C.
leidy (LEA) (*Leaia*). 536, XIII a, fig. 2 B.
Libytherium maurusium POMEL. 888-894, XXII.
Loculocyathus kockeli nov. sp. 695-706, XX (10, 11).
Loculocyathus rarus nov. sp. 695-706, XX (9).
loftusi WOODWARD (*Hippurites*). 368, fig. 1 A.
longicaudatus orientalis REED (*Dalmanites*). 9-11, I (4, 5), fig. 5 a.
Lycospora. 527-533, XII (21 à 28).
Lyginopteris oldhamia BINNEY. 666-672, fig. 1 à 4.

var. machnitschi (WIONTEK) KÜHN (*Pironaea polystyla*). 366-375, fig. 1 F.
var. milovanovici KÜHN (*Pironaea polystyla*). 366-375, fig. 1 D, E, fig. 2 G.
macrodactylus (WAGNER) (*Bavarisaurus*). 707-710, fig. 2.
maurusium POMEL (*Libytherium*). 888-894, XXII.
medius KOS. (*Laevigatosporites*). 607-609, XV (15).
Megerlia truncata (LINNÉ). 154-155, IV (1-3).
microscopica nov. sp. (*Oligocarpia*). 581-589, XIV (5), fig. 1 c.
Microsolena sp. n° 1. 296-297, IX (7), X (8).
Microsolena sp. n° 2. 296-297, IX (4), X (2).
milleporacea OGILVIE (*Stylina*). 290, IX (9).
minima nov. sp. (*Crossothea*). 581-589, XIV (1, 2), fig. 1 aa'.
minor ALP. (*Speciososporites*). 607-609, XV (18).
aff. mirus BEYRICH (*Sphaerexochus*). 11-12, I (8, 9), fig. 5 e.
Monnieria sp. 300-301.
Myriothea denticulata nov. sp. 581-589, XIV (3).

Nannoconus colomi LAPPARENT, 106-107, fig. 1-6.
namshimensis REED [*Iliaenus* (*Dysplanus*)]. 11, I (7), fig. 5 c.
Nuskoisporites cf. dulhuntyi POT. et KL. 607-609, XV (19).

obscurus KOS. (*Verrucosporites*). 527-533, XII (59 à 63); 607-609, XV (2).
cf. oculata (Koby) OGILVIE sp. (*Fungiastraea*). 295-296, IX (1), X (3).
Odontopteris pseudoschlotheimi nov. sp. 673-675, XVIII, fig. 1, 2.
oldhamia BINNEY (*Lyginopteris*). 666-672, fig. 1 à 4.
Oligocarpia microscopica nov. sp. 581-589, XIV (5), fig. 1 c, c'.

Operculina catenula CUSHMAN et JARVIS. 14.
orientalis REED (*Dalmanites longicaudatus*). 9-11, I (4, 5), fig. 5 a.
ornatus WILS. et COE (*Endosporites*). 607-609, XV (22).
Orthis (?) sp. cf. *O. patera* SALTER. 6.
Orthotetes pecten LINNÉ (?). 7.
Ovalastrea subalternata nov. sp. 291-292, X (4, 5).

Pachynolophus duvali POMEL. 14.
padernensis nov. sp. (*Elasmosmilina*). 723-727, XXI (4).
Palaeolacerta bavariscus nov. gen. nov. sp. 707-710, fig. 1.
pallida LOOSE (*Calamospora*). 607-609, XV (7).
Parasmiliopsis ataxensis nov. sp. 723-727, XXI (1 et 7).
Parasmiliopsis languedocialis nov. sp. 723-727, XXI (3).
parvistella nov. sp. (*Adelocoenia*). 289-290, IX (5), X (9).
cf. patera SALTER [*Orthis* (?)]. 6.
parvula nov. sp. (*Stellatheca*). 581-589, XIV (4), fig. 1 b, b'.

PÉCOPTÉRIDÉS. 573-580.
pecten LINNÉ (?) (*Orthotetes*). 7.
Pironaea corrugata (WOODWARD) DOUV. 366-375, fig. 1 B (b, c).
Pironaea corrugata var. timacensis MIL. 366-375, fig. 1 B (d).
Pironaea corrugata var. transitoria MIL. 366-375, fig. 1 B a.
Pironaea polystyla var. bacevicensis nov. var. 366-375, fig. 2 H.
Pironaea polystyla var. dalmatinica nov. var. 366-375, fig. 2 E, F.
Pironaea polystyla var. dinarica nov. var. 366-375, fig. 2 I.
Pironaea polystyla var. machnitschi (WIONTEK) KÜHN. 366-375, fig. 1 F.
Pironaea polystyla var. milovanovici KÜHN. 366-375, fig. 1 D, E, fig. 2 G.
Pironaea polystyla var. slavonica (HILBER) KÜHN. 366-375, fig. 1 C (a, b), fig. 2 A à D.
Pityosporites schaubergeri POT. et KL. 607-609, XV (23).
Placophora valentiensis nov. sp. 293-294, IX (6), X (7).
plicatus ALP. (*Variouxisporites*). 607-609, XV (5).
polystyla var. bacevicensis nov. var. (*Pironaea*). 366-375, fig. 2 H.
polystyla var. dalmatinica nov. var. (*Pironaea*). 366-375, fig. 2 E, F.
polystyla var. dinarica nov. var. (*Pironaea*). 366-375, fig. 2 I.
polystyla var. machnitschi (WIONTEK) KÜHN (*Pironaea*). 366-375, fig. 1 F.
polystyla var. milovanovici KÜHN (*Pironaea*). 366-375, fig. 1 D, E, fig. 2 G.
polystyla var. slavonica (HILBER) KÜHN. 366-375, fig. 1 C (a, b), fig. 2 A, D.
Preverina sp., 450-451, fig. 1.
primigenius BLUM. mut. *sibiricus* (*Elephas*). 154-155.
Pringlia demaistrei nov. sp. 687-689, XIII b.
Propalaeotherium isselanum BLAINVILLE. 14.
proteus nov. sp. (*Volvacyathus* nov. gen.). 118, fig. B.
pruvosti nov. sp. (*Eileticus*). 690-692, XVII, fig. 1, 2.
pseudoschlotheimi nov. sp. (*Odontopteris*). 673-675, XVIII, fig. 1, 2.
PTÉRIDOPHYTES. 566-572.
PTÉRIDOSPERMOPHYTES. 566-572.
Pterosphenus. 41-42, 1 fig.
Pterygometopus (*Pterygometopus*) *dagon* REED. 9, I (1-3), fig. 5 b.
Punctatosporites. 527-533, XII (54 à 58).
querolensis nov. sp. (*Clausastraeopsis* nov. gen.). 292-293, IX (10), X (1).

- rarus* nov. sp. (*Loculocyathus*). 695-706, XX (9).
Reticulatasporites sp. 607-609, XV (1).
ringens nov. sp. (*Amphiblestrella* nov. gen.). 947-950.
cf. rostrata DREYFUSS (*Dalmanella*). 6-7, fig. 3.
rotundata nov. sp. (*Dendraena*). 581-589, XIV (6), fig. 1 d, d'.
saariana BHARDW. (*Calamospora*). 607-609, XV (6).
salteriana JONES (*Leaia*). 536-538, fig. 2 C.
schaubergeri POT. et KL. (*Pityosporites*). 607-609, XV (23).
schröderi (BROILLI) (*Broilisaurus*). 707-710, fig. 3.
mut. sibiricus (*Elephas primigenius* BLUM.). 154-155.
 SIGILLAIRES. 657-660, fig. 1.
simplicissimus TAYLOR (*Dokidocyathus*). 695-706, XX (6 b, 7).
var. slavonica (HILBER) KÜHN (*Pironaea polystyla*). 366-375, fig. 1 C (a, b), fig. 2 A à D.
Speciososporites cf. laevigatus ALP. 607-609, XV (17).
Speciososporites minor ALP. 607-609, XV (18).
Sphaerexochus aff. mirus BEYRICH. 11-12, I (8, 9), fig. 5 a.
Spiropora verticillata GOLDFUSS. 154.
 STÉGOCÉPHALES. 175-177, V (1 à 7).
Stellatheca parvula nov. sp. 581-589, XIV (4), fig. 1 bb'.
Streptaria arabica nov. sp. 152-155, IV (4, 5, 7, 8, 10, 11, 13, 16).
Stylina milleporacea OGILVIE. 290, IX (9).
subalternata nov. sp. (*Ovolastrea*). 291-292, X (4, 5).
Syringocnema favus (TAYLOR). 695-706, XX (1, 2).
tauchensis nov. sp. (*Delphinastraea*). 723-727, XXI (2).
tenella JORDAN (*Estheria*). 610-620, XVI, fig. 1 à 8.
tenellus (LINNARSON) nov. var. aff. var. *callavei* (LAPWORTH) (*Clonograptus*). 241-242, 1 fig.
 THERAPSIDÉ. 176-177, V (8 et 8 a).
 THÉROPODE. 176-177, V (9 et 9 a).
var. timacensis MIL. (*Pironaea corrugata*). 366-375, fig. 1 B (d).
Thalamocyathus trachealis (TAYLOR). 695-706, XX (3, 4).
tingi nov. sp. (*Coscinocyathus*). 695-706, XIX (8, 9).
Torispora sp. 527-533, XII (35 à 45).
Torispora verrucosa. 527-533, XII (29 à 34).
trachealis (TAYLOR) (*Thalamocyathus*). 695-706, XX (3, 4).
var. transitoria MIL. (*Pironaea corrugata*). 366-375, fig. 1 B (a).
truncata (LINNÉ) (*Megerlia*). 154-155, IV (1-3).
valentiensis nov. sp. (*Placophora*). 293-294, IX (6), X (7).
Variouxisporites plicatus ALP. 607-609, XV (5).
varius nov. sp. (*Geniculicyathus* nov. gen.). 118, fig. A.
verrucosa (*Torispora*). 527-533, XII (29 à 34).
Verrucosporites cingulatoideus ALP. 607-609, XV (3).
Verrucosporites obscurus KOS. 527-533, XII (59 à 63); 607-609, XV (2).
Verrucosporites verrucosus ALP. 607-609, XV (4).
verrucosus ALP. (*Verrucosporites*). 607-609, XV (4).
verticillata GOLDFUSS (*Spiropora*). 154.
voighti n. sp. (*Dimorphomicropora* n. g.). 155-157, fig. 1-4.
Volvacyathus proteus nov. gen. nov. sp. 118, fig. B.
walliseri nov. sp. (*Ajacicyathus*). 695-706, XIX (3).
Wilonia sp. 607-609, XV (20).
zenobiae nov. sp. (*Argyrotheca*). 153-155, IV (6, 9, 12, 14, 15).
Zonotriletes, type A. 607-609, XV (9).
Zonotriletes A (?). 607-609, XV (14).
Zonotriletes, type B. 607-609, XV (10).
Zonotriletes, type C. 607-609, XV (12).
Zonotriletes C (?). 607-609, XV (13).

Dates de publication des fascicules qui composent ce volume.

N° 1. Géologie générale ; p. 1-144, pl. I-III.....	décembre 1960
N° 2. Géologie générale ; p. 145-262, pl. IV-VIII	décembre 1960
N° 3. Cordillères bétiques (Espagne) ; p. 263-362 ; pl. IX-X .	février 1961
N° 4. Dinarides ; p. 363-526	mai 1961
N° 5. Paléontologie houillère ; p. 527-694, pl. XI-XVIII	juin 1961
N° 6. Géologie générale ; p. 695-820, pl. XIX-XXI	septembre 1961
N° 7. Géologie appliquée - Géologie générale - Tables ; p. 821-931, pl. XXII.....	octobre 1961



1



2



3

LE CENTRE DE DOCUMENTATION DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, quai Anatole-France, Paris 7^e
SOLférino 93-39. — C. P. Paris 9131-62

Le Centre de documentation du C. N. R. S. publie mensuellement un *Bulletin signalétique* en plusieurs fascicules, dans lesquels figurent sous la forme de courts extraits classés par matières tous les travaux scientifiques et techniques publiés dans le monde entier.

Quatre fascicules d'entre eux sont consacrés à la philosophie et aux sciences humaines et paraissent trimestriellement.

Cette revue bibliographique, l'une des plus importantes du monde, signale chaque année environ 250 000 articles et mémoires.

Le Centre de documentation du C. N. R. S. fournit également la reproduction sur microfilm ou sur papier des articles analysés dans le *Bulletin signalétique* ou des articles dont la référence bibliographique précise lui est fournie.

Expérimentateurs, ingénieurs et techniciens peuvent ainsi bénéficier sans quitter leur laboratoire ou leur bureau d'une documentation abondante et rapide.

Abonnements au Bulletin signalétique, année 1961.

<i>Fascicules mensuels :</i>	France	Étranger		France	Étranger
1. MATHÉMATIQUES.....	30 NF	35 NF	9. SCIENCES DE L'INGÉNIEUR.....	60 NF	65 NF
2. ASTRONOMIE, ASTROPHYSIQUE, PHYSIQUE DU GLOBE.....	40 »	45 »	10. SCIENCES DE LA TERRE I. Minéralogie, Géochimie, Pétrographie.....	25 »	30 »
3. PHYSIQUE I. Généralités, Physique ma- thématique, Mécanique, Acoustique, Optique, Chaleur, Thermodyna- mique.....	50 »	55 »	11. SCIENCES DE LA TERRE II. Physique du globe, Géologie, Paléontologie.....	40 »	45 »
4. Physique II. Électricité.....	40 »	45 »	12. BIOPHYSIQUE, BIOCHIMIE. Chimie analy- tique biologique.....	40 »	45 »
5. PHYSIQUE NUCLÉAIRE. Noyaux, Particules, Énergie atomique.....	40 »	45 »	13. SCIENCES PHARMACOLOGIQUES. TOXICOLO- GIE.....	40 »	45 »
6. STRUCTURE DE LA MATIÈRE. Cristallogra- phie, Solides, Fluides, Atomes, Ions, Molécules.....	40 »	45 »	14. MICROBIOLOGIE, Virus, Bactériophages, Immunologie, Génétique.....	40 »	45 »
7. CHIMIE I. Chimie générale, Chimie phy- sique, Chimie minérale, Chimie ana- lytique, Chimie organique.....	100 »	105 »	15. PATHOLOGIE GÉNÉRALE ET EXPÉRIMENTALE	60 »	65 »
8. CHIMIE II. Chimie appliquée, Métallurgie	80 »	85 »	16. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES.....	100 »	105 »
			17. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VÉGÉTALES....	50 »	55 »
			18. SCIENCES AGRICOLES. Zootechnie, Phy- tiatrie, et phytopharmacie, Aliments et industries alimentaires.....	60 »	65 »
<i>Fascicules trimestriels :</i>					
19. PHILOSOPHIE, SCIENCES HUMAINES. Philo- sophie. Sciences religieuses, Archéo- logie et Histoire de l'Art, Psychologie, Pédagogie, Sociologie, Sciences du langage, Histoire des sciences et des techniques.....	80 »	85 »	20. PSYCHOLOGIE, PÉDAGOGIE.....	30 »	35 »
			21. SOCIOLOGIE ET SCIENCES DU LANGAGE....	30 »	35 »
			22. HISTOIRE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES	20 »	25 »
			Les fascicules 20 à 22 sont regroupés dans le fascicule 19.		

Abonnement pour les fasc. groupés 1 à 11 : France, 250 NF ; Étranger, 290 NF

Abonnement pour les fasc. groupés 12 à 18 : France, 250 NF ; Étranger, 290 NF

Dans ces prix sont compris les index « auteurs » et « matières » correspondant à chaque rubrique.

Une réduction de 25 % est accordée sur le montant des abonnements à 2 fascicules et plus, ainsi que sur les abonnements à plusieurs exemplaires du même fascicule. Le personnel du C. N. R. S. et des Établissements universitaires français bénéficient d'une remise de 50 % non cumulée avec la remise de 25 % indiquée ci-dessus.

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.

BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL SPÉCIALISÉ
SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

Fasc. 10. Sciences de la terre I. Minéralogie, Géochimie, Pétrographie.

Abonnement : France : 20 NF. — Étranger : 25 NF.

Fasc. 11. Sciences de la terre II. Physique du globe, Géologie, Paléontologie.

Abonnement : France : 40 NF. — Étranger : 45 NF.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S., 15, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14 000 p. environ et sera divisé en 6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 15, quai Anatole-France, Paris, 7^e

ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : 30 NF.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 15, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 7 NF. — Étranger, 10 NF.

GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. X (1958) 10 NF.

Vente au Service des publications du C. N. R. S.

TABLE DES MATIÈRES

TOME II, N° 7

	Pages
G. Castany. — Rôle de la géologie appliquée aux grands travaux de Génie civil.....	821
R. Barbier. — Les conditions géologiques de la chute de Sassenage près de Grenoble (3 fig.).....	824
L. Feugueur. — Étude d'un éboulement dans le bief à silex sous la voie ferrée à Foucart-Alvimare (Seine-Maritime) (2 fig.).....	831
F. Mortier et E. Stretta. — Étude géotechnique du barrage de dérivation de Mechra-Homadi (Maroc oriental) (5 fig.).....	834
P. Cavet. — L'Ordovicien supérieur et la série paléozoïque au Nord du granite du Quérigut (Pyrénées de l'Aude) (2 fig.).....	847
B. Choubert. — Le problème des structures tectoniques surimposées en Guyane française (5 fig.).....	855
G. Guitard. — Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leur relations avec le métamorphisme et la granitisation (14 fig.).....	862
C. Arambourg. — Précisions nouvelles sur <i>Libytherium maurusium</i> POMEL, Giraffidé du Villafranchien d'Afrique (1 pl., 4 fig.).....	888
J.-C. Fischer. — Observations stratigraphiques et tectoniques sur le Bathonien supérieur de l'Aisne (1 fig.).....	895
J. Bouladon. — Sur les minéralisations en plomb-zinc et antimoine de la périphérie du Mont-Lozère (2 fig.).....	906
A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet. — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale) (4 fig.).....	915
C. Jamond et P. Lapadu-Hargues. — Étude de quelques oligoéléments dans la série liasique du Mont-d'Or lyonnais (Rhône).....	939
Ch. Julius. — La microfaune de Foraminifères de quelques gisements classiques d'âge burdigalien dans le Bordelais.....	942
J. Prud'homme. — Le genre <i>Amphiblestrella</i> : nouveau genre de Bryozoaires cheilostomes (1 fig.).....	947
A. Guillaume. — Géologie des unités situées entre l'autochtone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio (province de Cueno, Italie) (5 fig.).....	951
J. Dercourt. — Esquisse géologique de la bordure occidentale de la plaine d'Argos (Péloponèse, Grèce) (2 fig.).....	961
Table des matières et des auteurs.....	967
Table des espèces.....	979
Dates de publication des fascicules composant ce volume.....	981

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.